

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

**Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física**



**LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA, GLACIAR Y PERIGLACIAR  
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO (SUR DE PERÚ).**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**

**PRESENTADA POR**

**Jesús Alcalá Reygosa**

Bajo la dirección de los doctores

David Palacios Estremera

José Juan Zamorano Orozco

Madrid, 2014

**Jesús Alcalá Reygosa, 2014**

**Universidad Complutense de Madrid**

**Facultad de Geografía e Historia**

**Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física**



**LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA, GLACIAR Y PERIGLACIAR  
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO (SUR DE PERÚ).**

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

Jesús Alcalá Reygosa

Bajo la dirección de los doctores

David Palacios Estremera

José Juan Zamorano Orozco

Madrid, 2014





*Quiero dedicar esta tesis doctoral, con mucho cariño, a mis padres:*

*Félix Alcalá y Margarita Reygosa*



## *Agradecimientos*

La tesis doctoral que se presenta es el fruto de un esfuerzo personal continuo y sostenido durante siete años, pero su elaboración no habría sido posible sin la ayuda de un número significativo de personas e instituciones o el soporte económico proporcionado por becas y proyectos de investigación.

En primer lugar, quiero mostrar mi agradecimiento a los dos directores de este trabajo, el Dr. David Palacios Estremera y el Dr. José Juan Zamorano Orozco por sus revisiones, sugerencias, paciencia, tiempo y apoyo. Además, quiero agradecer al Dr. Palacios permitirme participar en sus proyectos de investigación y al Dr. Zamorano por darme la oportunidad de realizar dos estancias de 1 año de duración bajo su supervisión en el Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

También agradezco la oportunidad de haber sido becario de Formación de Personal Universitario (FPU) del Ministerio de Educación y Ciencia de España entre octubre de 2007 y septiembre de 2011. Asimismo, cabe subrayar que esta beca me ofreció el apoyo económico suficiente para llevar a cabo las dos estancias mencionadas en el Instituto de Geografía de la UNAM.

Además, agradezco la ayuda proporcionada por Juan Carlos Gómez y Víctor Montesinos del Instituto Geofísico de Perú (IGP) y José Úbeda Palenque de la Universidad Complutense de Madrid durante las campañas de campo en las que se tomaron muestras para datar depósitos glaciares y se corrigieron amplios sectores de la cartografía geomorfológica.

Por otro lado, manifestar mi agradecimiento al Dr. Julio Muñoz Jiménez sus sugerencias a la hora de generar la versión final de la cartografía geomorfológica, al Dr. Lorenzo Vázquez Selem por el tiempo empleado en enseñarme a utilizar la calculadora CLHOE para poder determinar la edad de los depósitos glaciares que se incluyen en la tesis doctoral así como sus conocimientos en geomorfología glacial y volcánica y al Dr. Luis Miguel Tanarro García por sus comentarios y correcciones.

Finalmente, expresar mi gratitud a Anabel Georgina Rodríguez Lomelí, mi mujer, por sus consejos e incondicional apoyo durante todas las situaciones que hemos vivido.



*“No hay cuestiones pequeñas; las que lo parecen son cuestiones grandes no comprendidas. En cuanto a su futura trascendencia, nadie puede ser profeta”.*

Reglas y consejos sobre investigación científica

Santiago Ramón y Cajal (1852-1934)



# Índice

<b>RESUMEN</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. Hipótesis de la investigación</b> .....	6
<b>1.2. Objetivos de la investigación</b> .....	7
<b>1.3. Estructura de la investigación</b> .....	8
<b>CAPÍTULO 2: EL CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO Y EL ESTADO DE SU CONOCIMIENTO</b> .....	11
<b>2.1. Introducción</b> .....	11
<b>2.2. Localización del área de estudio</b> .....	13
<b>2.3. El contexto y la evolución tectónica de la Zona volcánica Central Andina (ZVCA)</b> .....	16
2.3.1. Tectónica regional: Dinámica de las placas de Nazca y Suramérica en la creación de los Andes Centrales.....	18
2.3.1.1. Principales teorías sobre la formación de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA).....	20
2.3.1.2. Marco geológico del área de estudio.....	24
2.3.2. Características generales del vulcanismo de la Zona volcánica Central Andina (ZVCA): el Complejo Volcánico Ampato.....	30
<b>2.4. Factores bioclimáticos de la ZVCA</b> .....	37
2.4.1. La Corriente de Humboldt y la temperatura de la superficie del mar.....	37
2.4.2. El Anticiclón subtropical del Pacífico Sur.....	39
2.4.3. La influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Frente Polar Antártico.....	41



2.4.4. El fenómeno de “El Niño”: características generales y su impacto en el balance de masa de los glaciares.....	42
2.4.5. Marco general del clima de la ZVCA.....	44
2.4.5.1. <i>Transecto entre las dos vertientes de la cordillera: la disminución de las precipitaciones de este a oeste.....</i>	45
2.4.5.2. <i>El régimen térmico en los Andes Centrales.....</i>	48
2.4.6. Características generales de la vegetación.....	50
2.4.6.1. <i>Las formaciones vegetales principales. Distribución y características generales.....</i>	50
2.4.7. Pisos bioclimáticos: Transecto desde el oeste al este de la cordillera.....	53
2.4.8. Pisos morfoclimáticos: Transecto desde el oeste al este de la cordillera centroandina.....	58
<b>2.5. Estado de conocimiento de la evolución glaciar en los Andes Centrales.....</b>	<b>65</b>
2.5.1. La Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) actual en los Andes Centrales.....	65
2.5.2. La Paleo-LEG durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en los Andes Centrales.....	67
2.5.3. Fases glaciares anteriores a la última glaciación en los Andes Centrales.....	70
2.5.4. La Cronología de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en los Andes Centrales.....	70
2.5.5. Proceso de deglaciación y fases de reavance post-MEG.....	76
2.5.6. La evolución reciente desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) de las masas de hielo de la ZVCA.....	78
2.5.7. Estado de conocimiento de la evolución periglaciar en el área de estudio.....	81
<b>2.6. Conclusiones.....</b>	<b>84</b>

### **CAPÍTULO 3: CARTOGRAFÍA, ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y MODELO EVOLUTIVO DEL RELIEVE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO.....93**

<b>3.1. Introducción.....</b>	<b>93</b>
<b>3.2. Metodología.....</b>	<b>94</b>
<b>3.3. Análisis Geomorfológico del Complejo Volcánico Ampato (CVA).....</b>	<b>97</b>
<b>3.4. La evolución del relieve volcánico del Complejo Ampato.....</b>	<b>247</b>
3.4.1. Evolución Geomorfológica del HualcaHualca.....	247
3.4.2. Evolución Geomorfológica del Ampato.....	254
3.4.3. Evolución Geomorfológica del Sabancaya.....	257
<b>3.5. Conclusiones.....</b>	<b>261</b>

### **CAPÍTULO 4: LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO.....273**

<b>4.1. Introducción.....</b>	<b>273</b>
<b>4.2. La evolución espacial de los glaciares: delimitación y cálculo de la superficie, volumen y altitud mínima.....</b>	<b>274</b>
4.2.1. Metodología.....	274
4.2.2. Resultados.....	280
4.2.3. Discusión.....	296
<b>4.3. Evolución de la Línea de Equilibrio glaciar (LEG) de los glaciares.....</b>	<b>304</b>
4.3.1. Metodología.....	306
4.3.1.1. <i>Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).....</i>	<i>306</i>
4.3.1.2. <i>Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area Ratio (AAR).....</i>	<i>307</i>
4.3.1.3. <i>Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area (AA).....</i>	<i>312</i>

4.3.1.4. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area Balance Ratio (AABR).....	312
4.3.1.5. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y las Paleotemperaturas.....	314
4.3.2. Resultados.....	315
4.3.2.1. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).....	316
4.3.2.2. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).....	321
4.3.2.3. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area Ratio (AAR).....	325
4.3.2.4. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método Accumulation Area Ratio (AAR).....	330
4.3.2.5. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area (AA).....	332
4.3.2.6. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método Accumulation Area (AA).....	337
4.3.2.7. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area Balance Ratio (AABR).....	339
4.3.2.8. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método Accumulation Area Balance Ratio (AABR).....	343
4.3.3. Discusión.....	344
4.3.3.1. Interpretación de los valores de Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) obtenidos con los métodos THAR, AAR, AA y AABR.....	344

4.3.3.2. Comparación de los valores de altitud de la LEG obtenidos en el valle de Huayuray (vertiente norte del HualcaHualca) con los obtenidos en vertientes septentrionales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.....	346
4.3.3.3. Comparación de los valores de altitud de la LEG obtenidos en el valle de Pujro Huayjo (vertiente sur del HualcaHualca) con los de las vertientes meridionales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.....	358
4.3.3.4. Comparación de los valores de altitud de la LEG obtenidos en el valle de Mollebaya (vertiente este del HualcaHualca) con los de las vertientes orientales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.....	367
4.3.3.5. Comparación de los valores de altitud de la LEG obtenidos en el valle de Mucurca (vertiente oeste del HualcaHualca) con los de las vertientes occidentales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.....	370
4.3.3.6. Contextualización de las altitudes medias de la LEG del HualcaHualca en el marco de los Andes Centrales.....	375
<b>4.4. Cronologías absolutas de las fases glaciares y del proceso de deglaciación en el HualcaHualca.....</b>	<b>396</b>
4.4.1. Metodología.....	399
4.4.2. Resultados.....	403
4.4.2.1. Valle de Huayuray.....	407
4.4.2.2. Valle de Pujro Huayjo.....	409
4.4.2.3. Valle de Mollebaya.....	411
4.4.2.4. Valle de Mucurca.....	412
4.4.2.5. Altiplano de Patapampa.....	414
4.4.3. Discusión.....	415
4.4.3.1. Síntesis de las dataciones cosmogénicas efectuadas en los valles del HualcaHualca y el altiplano de Patapampa.....	415
4.4.3.2. Marco cronológico glacial de los Andes Centrales.....	416

4.4.3.3. <i>Cronología del Último Ciclo Glacial y contextualización de las fechas cosmogénicas glaciares del HualcaHualca y Patapampa en el marco de los Andes Centrales</i> .....	426
4.4.3.4. <i>Marco paleoclimático de los Andes Centrales deducido a partir de proxies o indicadores paleoambientales regionales</i> .....	433
4.4.3.5. <i>Modelo paleoclimático del Complejo Ampato y la Cordillera Centroandina</i> .....	452
4.4.4. <i>Conclusiones</i> .....	462

## **CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES FINALES**.....475

5.1. <b>La evolución volcánica, glacial y periglacial del Complejo Ampato</b> .....	475
5.2. <b>Evaluación de los métodos utilizados en la investigación</b> .....	484
5.3. <b>Cuestiones pendientes y sugerencias metodológicas para resolverlas en el futuro</b> .....	489

## **BIBLIOGRAFÍA**.....493

## RESUMEN

El objetivo de la investigación es reconstruir la evolución volcánica, glacial y periglacial del Complejo Ampato ( $15^{\circ} 24' - 15^{\circ} 51' \text{ S} / 71^{\circ} 51' - 73^{\circ} \text{ W}$ ; 6,288 msnm). Su elección se basa en los siguientes motivos:

a) Conserva una amplia variedad de relieves volcánicos, glaciares y periglaciares que hasta ahora no han sido estudiados.

b) Presenta glaciares y permafrost en sus cumbres que proporcionan agua a la población y las actividades agrícolas y ganaderas intensivas de la rampa hiperárida peruana.

c) Se trata de un Complejo activo que constituye una amenaza para la población de su entorno.

Para alcanzar este objetivo, se ha elaborado una cartografía geomorfológica detallada (escala 1:20000), a partir de la interpretación de las fotografías aéreas (1955) e imágenes de satélite (Landsat), donde se representan las formas del relieve, su origen, su edad relativa, las condiciones en las que se formaron y etapas relativas de evolución.

Además, la digitalización del mapa en un Sistema de Información Geográfica (SIG), ha permitido delimitar y calcular la superficie de los paleoglaciares, estimar la Línea de Equilibrio de los Glaciares (LEG) y seleccionar los valles más apropiados para llevar a cabo dataciones absolutas de morrenas y umbrales rocosos mediante el cosmonucleido  $^{36}\text{Cl}$  cuyo uso se debe a que es el único isótopo válido para datar rocas volcánicas que no contienen cuarzo.

El mapa geomorfológico que se ha elaborado del Complejo Ampato muestra 13 tipos de formas volcánicas estructurales, 4 clases de relieves volcánicos denudativos y 18 variedades de geoformas de modelado. En total son 35 tipos del relieve que se distribuyen por un área de  $930 \text{ Km}^2$ . Además, a partir de la cartografía se ha deducido que el volcán más antiguo del Complejo es el HualcaHualca. Su construcción tuvo lugar en 8 fases volcánicas de las cuales 7 fueron de carácter efusivo, mixto o una combinación de ambas. La fase restante consistió en un colapso que afectó al flanco norte del edificio.

Después se formó el Ampato, como resultado de una sucesión de 7 etapas efusivas y mixtas. La elevada tasa de emisión, la reducida erosión, y la ausencia de eventos destructivos relevantes han permitido al edificio elevarse hasta los 6.288 msnm. Y por último tuvo lugar la formación del Sabancaya, el volcán más joven del Complejo, tras 6 fases de índole constructiva. No presenta huellas de erosión, lo que evidencia que las erupciones volcánicas asociadas al Sabancaya se produjeron después de la Máxima Extensión Glaciar (MEG).

El MEG del Complejo Ampato se ha datado en 18 - 16 ka en el valle de Huayuray (vertiente norte del HualcaHualca) y 13 - 9 ka en los valles de Pujro Huayjo (vertiente sur del HualcaHualca), Mollebaya (vertiente este del HualcaHualca) y Mucurca (vertiente oeste del HualcaHualca). Estas cronologías coinciden con las de las fases húmedas Tauca y Coipasa del altiplano, lo que explica que la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) se deprimiese entre ~ 335 - 875 m desde su nivel altitudinal en 1955 (5.610 - 5.775 msnm), así como con los eventos fríos *Heinrich 1* (H1; 17.5 - 15 ka) y *Younger Dryas* (13 to 11.7 ka) del hemisferio norte.

La deglaciación del Complejo Ampato sucedió de forma abrupta hace 13-10 ka. El origen de este marcado retroceso se relaciona con una drástica reducción de las precipitaciones y un calentamiento generalizado del clima. Desde entonces, el piso bioclimático periglaciar se expandió, formándose un total de 65 glaciares rocosos de los que un 60% se distribuyen por las vertientes meridionales del Complejo.

Se ha estimado que entre 1955 y 2000 los glaciares han perdido un 35% de su superficie en los valles de Mollebaya y Pujro Huayjo, mientras que el de Huayuray ha retrocedido un 50%. Las altitudes de los frentes de hielo y de la LEG también experimentaron cambios drásticos. El más significativo se produjo en Huayuray donde el frente del glaciar ascendió ~ 300 m, y la LEG se elevó ~ 40 - 85 m.

## **ABSTRACT**

**TITLE: Volcanic, glacial and periglacial evolution of the Ampato Volcanic Complex (Southern Peru).**

### **Introduction.**

The knowledge on geomorphology in the Central Andes is incipient. The relief represents a key factor that can provide evidences about the origin of the Central Andes, the critical variables that control the geomorphological processes and deduce tectonic and volcanic phases.

The development of geomorphological studies is also necessary because in the central Andes there is a high and intense seismicity, active volcanism and strong slopes that can trigger, at any time, geomorphic processes with catastrophic effects on the population and their activities.

The volcanic relief and especially the compounds edifices are one of the most dangerous environments because their eruptions can generate landslides, lahars etc. and cause serious damage to villages in the surrounding areas. These types of volcanoes are common in the central Andes and their manifestations have affected frequently the Central Andes but in many cases its eruptive history result still unknown. Furthermore, stratovolcanoes have solid water reserves (glaciers, permafrost and snow) in their summits without which it would not be possible the survival of the population or the maintenance of any kind of economic activity in a territory that has an extremely arid climate.

The state of these water reserves is closely related to climate dynamics, but little is known about its current trend. In recent decades has been a remarkable and rapid retreat of these ice masses consistent with global warming, although the magnitude of retreat is not known in many sectors of the central Andes and have not been evaluated the possible consequences of this process in the population and territorial development plans if the tendency continues or accelerates in the future.



One of the activities most affected by high consumption of water resources and frequent expansion plans, would be modern agricultural and livestock farms in the hyperarid Peruvian Pacific coast ramp where a wide range of agricultural products irrigated mainly for export, from the use of water coming from the melting glaciers located on the summits of the Coropuna, Ampato and Chachani volcanic complexes.

On the other hand, these volcanic complexes present glacial landforms, as moraines and bedrock outcrops, which permit to reconstruct the glacier evolution from their maximum position. Actually it is not well knowing if the maximum glacial advance in central Andes took place prior to the Last Glacial Maximum (LGM), in synchrony with the LGM or otherwise coincides with subsequent Late Glacial cold events as the Heinrich 1, the Younger Dryas or Antarctic Cold Reversal. This issue is currently in discussion, and its resolution would serve to reveal the impact of the last glaciation in the tropics and the role played by this region in the Earth's climate system.

Also is unknown the permafrost distribution, its altitudinal limits, its evolution from the maximum extent of glacier, their response to climate warming in recent decades and the proportion of water that contribute to the supply of the natural and socio-economic system.

In this research, we provide data of some issues outlined above to improve their knowledge, which has been selected as an experimental area the Ampato Volcanic Complex (15 ° 24'-15 ° 51 'S / 71 ° 51'-73 ° W; 6,288 a.s.l.), because it has not yet been studied its volcanic history or the glacier and periglacial evolution.

## **Objectives.**

The main objective of this research *is to reconstruct the volcanic, glacial and periglacial evolution of the Ampato Volcanic Complex*. Secondary objectives are indicated below:

- Determine that endogenous and exogenous factors control the geomorphology of the Complex.
- Elaborate a detailed geomorphological map that expresses clearly the relief features of the Complex.
- Define volcanic, glacial and periglacial phases to formulate an evolutionary model of the relief.
- Reconstruct the spatial changes of glaciers from their full extension to the present.

- Calculate the Equilibrium Line Altitude (ELA) and infer paleoenvironmental conditions from the Maximum Extension Glacier until today.
- Determine the absolute age of the Maximum Glacier Extension, the readvances or stabilization phases and the beginning of deglaciation.
- Identify global climate events that have had an impact on the ice masses, so we can hypothesize climatic conditions in the tropical area at local and regional level since the last glaciation.
- Contribute to the knowledge of the relief of the Central Andes and its volcanic and climatic history.

### **Methodology.**

A 1:20.000 geomorphologic map, based in the interpretation of aerial photographs (1955) and satellite images (Landsat), was carried out to represent with detail the volcanic, glacial and periglacial landforms of the Ampato Volcanic Complex. It combined a description of relief and its origin, relative age, and the environmental conditions in which it was formed. The geomorphic mapping in this study provided the following information:

- a) Analysis of the spatial relationships for “structural” and “modeled” forms and the relief shaped by climatic influences, distinguishes between processes governed by internal dynamics and those conditioned by climate factors that have shaped the topography in the study area.
- b) Definition and delimitation of the morphostructural components of the volcanic edifices and the characteristics of their formation stages.
- c) Delimitation and calculation of the glacier area from their maximum position by digitizing the geomorphological mapping in a Geographic Information System.
- d) Differentiation and chronological ordering of the volcanic, glacial and periglacial stages.

On the other hand, the *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), *Accumulation Area Ratio* (AAR), *Area Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR) were used to estimate the ELA of present and former glaciers. These methods have provided data about paleoclimatological characteristics of each glacial phase delimited.

We used  $^{36}\text{Cl}$  to date moraines because it is the only isotope appropriate for use with volcanic rocks that do not contain quartz. We estimated the  $^{36}\text{Cl}$  chronologies by age calculator CHLOE (Phillips y Plummer, 1996, version 3 - 2003), where are corrected values for altitude, latitude, shadow effect, vegetation, snow etc. and variations in the magnetic field as proposed by Stone (2000, 2002), Gosse and Phillips (2001); Masarik *et al.* (2001) and by Lal (1991), specifically for latitude.

The model that calculates the rate of  $^{36}\text{Cl}$  production was proposed by Phillips *et al.* (2001). The main elements were identified using XRF spectrometer technology; U and Th for neutron activation; and B and Gd for neutron activation in gamma analysis. The AMS analysis ( $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ,  $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ) had been done at Actlab (Ancaster, Canada) and PRIME Lab (Purdue University).

## **Results and conclusions.**

It has been possible to deduce, from geomorphological analysis, a consistent and complete relief model. This sequence shows that, the HualcaHualca is the oldest volcano. Its construction, complex and extensive, occurred in 8 volcanic phases. In 7 of them have dominated effusive eruptions, mixed or a combination of both. And only 1 phase has been of destructive nature.

The next edifice to form was the Ampato. Its basement is supported on the southern flank of HualcaHualca. It has been deduced that several eruptive phases of both volcanoes occurred simultaneously or that the time difference between them was not significant. During the built of Ampato prevailed effusive and mixed eruptions. The high input of volcanic material in the later stages have enabled the Ampato rise until 6.288 m.a.s.l and achieves maximum growth point of the entire Complex.

Instead Sabancaya is undoubtedly the youngest edifice of the Ampato Volcanic Complex. The geomorphological analysis indicates that most of the reliefs associated with this edifice were formed during subsequent eruptions at Maximum Extension Glacier (MEG). The evidence that revealed this fact is the full absence of traces of erosion in these reliefs.

Erosive processes did not act effectively on the Ampato Volcanic Complex until the Late Pleistocene, when Tauca and Coipasa wet cycles, in synchrony with the cold Heinrich 1 (H1; 17.5 to 15 ka) and Younger Dryas (YD, 13 to 11.7 ka) events, abruptly depressed the Equilibrium Line Altitude (ELA) between ~ 335 and ~ 875 m from the level of 1955 (5.610 - 5.775 a.s.l) and an extensive ice sheet covered the Complex almost entirely.

The origin of these wet episodes has been related to the collapse of the thermohaline circulation belt conveyor by interrupting the creation process of deep water in the North Atlantic, due to the massive discharge of icebergs during the cold event H1 and megafloods generated by deglaciation of the Laurentide and Finscandinavian ice caps in YD.

The glacial retreat from their positions of maximum advance occurred abruptly 13-10 ka ago. Volcanic activity has not been involved in the origin of this process, and the cause was a combination of drastic reductions in the amount of precipitation, as a consequence of restored North Atlantic thermohaline circuit, and a general climate warming.

As retreating glaciers during the Holocene, the bioclimatic cold environment spreads gradually in the Complex and increased daily temperature fluctuations around 0 ° C. The result is a broad spectrum of periglacial reliefs among which highlights rock glaciers. Of the 65 lobes that have been identified, 60% were formed in the walls facing south and southwest, while the remaining 40% are distributed by the northwest and west slopes.

Between 1955 and 2000, we estimate that glaciers have shrunk considerably. Glaciers retreated 35% in Mollebaya and Pujro Huayjo valleys (south and east side of HualcaHualca), although losses amounted to 50% in Huayuray valley (north side of HualcaHualca). The position of the ice front also experienced significant changes in the three valleys but was more dramatic in Huayuray where the tongue rose 300 m and its Equilibrium Line Altitude (LEG) elevated ~ 40 to ~ 85 m.

Volcanic activity has not influenced the marked retreat on Hualcahualca glaciers since 1955. Global warming of the atmosphere in the Central Andes has been identified as the main cause of this process, confirming the hypothesis suggested by Rabatel *et al.* (2013) to explain the high retreat recorded in other areas of the Central Andean glaciers since the Little Ice Age (LIA), especially during the last decades.



## **CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.**

El conocimiento sobre la génesis, evolución y estado actual del relieve de la cordillera centroandina resulta todavía incipiente, a pesar de que se trata de una de las zonas del planeta con una mayor diversidad geomorfológica tal y como refleja la obra pionera de Clapperton (1993).

Un ejemplo que claramente pone de manifiesto el escaso interés que hasta ahora se ha prestado al relieve de los Andes Centrales, es que todo el territorio peruano ha sido estudiado y cartografiado desde un punto de vista geológico por los organismos estatales responsables (Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú) pero no se ha coordinado o desarrollado ninguna iniciativa de esas características con un enfoque netamente geomorfológico.

El relieve es clave porque a través de su estudio se pueden obtener evidencias que permitan explicar con mayor detalle la evolución de la cordillera centroandina, del altiplano o de los profundos cañones, como el del Colca, que lo intersectan. Los resultados también serían útiles para determinar cuáles son los mecanismos y factores críticos que han regido su construcción o que han intervenido en su modelado así como deducir fases tectónicas y secuencias volcánicas.

Además, el desarrollo de estudios geomorfológicos es necesario porque en los Andes Centrales existe una elevada e intensa sismicidad, un vulcanismo activo y pronunciados desniveles que pueden activar, en cualquier momento, procesos geomorfológicos con efectos catastróficos en la población y sus actividades.

De hecho, el mayor desastre registrado en la historia de la cordillera centroandina se produjo el 31 de mayo de 1970 en el Nevado Huascarán (Cordillera Blanca; N de Perú), cuando una avalancha de hielo y roca, relacionada con el sismo de Ancash, sepultó el núcleo de población de Yungay y causó 25.000 víctimas mortales (Evans *et al.*, 2009).

Entre los relieves potencialmente más inestables destaca el volcánico y en especial los edificios compuestos, ya que sus erupciones pueden dar lugar a deslizamientos laterales, lahares etc. y provocar graves daños en los núcleos de población localizados en sus inmediaciones.

Estos edificios son comunes en la Cordillera Occidental Centroandina, y sus manifestaciones han afectado con frecuencia a este territorio a lo largo de la historia. Las últimas crisis se han producido en los volcanes Sabancaya (década de los noventa del s. XX) y Ubinas (primera década del s. XXI) y en ellas se han reportado erupciones freatomagmáticas y vulcanianas que han dado lugar, tras fundir los glaciares o la nieve, a flujos de lodo con efectos negativos en los campos de cultivo y las aldeas situadas a sus pies (Thouret *et al.*, 1993; Thouret *et al.*, 1995; Thouret *et al.*, 2002; Thouret *et al.*, 2005; Rivera *et al.*, 2014).

Además, los estratovolcanes albergan reservas hídricas en estado sólido (glaciares, permafrost y nieve) en sus sectores más elevados sin las cuales no sería posible la supervivencia de la población o el mantenimiento de cualquier tipo de actividad económica ya que el clima es extremadamente árido (Francou *et al.*, 2003).

El estado de estas reservas hídricas está estrechamente ligado a la dinámica del clima, pero se sabe poco a cerca de cuál es su tendencia actual. Precisamente, un modo de mejorar esta situación ha sido el estudio del balance de masa de los glaciares centroandinos, pues se ha observado que muestran una elevada sensibilidad ante fluctuaciones, incluso mínimas, de las temperaturas y las precipitaciones.

Durante las últimas décadas se ha registrado un notable y rápido retroceso de estas masas de hielo en consonancia con el calentamiento global, aunque no se conoce la magnitud del deshielo en amplios sectores de la cordillera centroandina y no se han evaluado las consecuencias que puede tener este proceso en la población o en los planes de desarrollo territorial si su ritmo continúa o se acelera en el futuro (Vuille *et al.*, 2008; Rabatel *et al.*, 2013).

En este sentido, una de las actividades más afectadas, por su elevado consumo de recursos hídricos y frecuentes planes de expansión, serían las modernas explotaciones agrarias y ganaderas de la rampa hiperárida del litoral pacífico peruano donde se produce una amplia gama de productos agrícolas de regadío, fundamentalmente para exportación, a partir del aprovechamiento del agua que procede de la fusión de los glaciares situados en las cumbres de los complejos volcánicos Coropuna, Ampato y Chachani.

Por otro lado, durante los últimos años se han publicado numerosos trabajos sobre la edad de la máxima extensión los glaciares centroandinos, sus *reavances* o fases de estabilización posteriores y el inicio de la deglaciación a partir de la proliferación de dataciones mediante cosmonucléidos (Mark *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2005; Zech *et al.*, 2007; Bromley *et al.*, 2009; Bromley *et al.*, 2011; Glasser *et al.*, 2009; Rodbell *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2008; Smith *et al.*, 2009; Smith *et al.*, 2011; May *et al.*, 2011; Kelly *et al.*, 2012).

Pero a pesar de estas aportaciones, existen numerosos enigmas paleoclimáticos y discrepancias sobre el comportamiento de los glaciares de los Andes Centrales que todavía están sin resolver. Uno de las incógnitas más significativas es si el máximo avance glaciar en el ámbito centroandino tuvo lugar con anterioridad al Último Máximo Glacial (UMG), en sincronía con el UMG o por el contrario coincide con fases climáticas frías finipleistocenas posteriores como el *Heinrich 1*, el *Younger Dryas* o el *Antarctic Cold Reversal*. Esta cuestión se encuentra en plena discusión en la actualidad, y su resolución serviría para revelar el impacto de la última glaciación en los trópicos y el papel que ha desempeñado esta región en el sistema climático terrestre.

Tampoco se ha determinado con claridad que variables o parámetros climáticos han tenido a lo largo de la historia una mayor influencia en los balances de masa de los glaciares centroandinos. Hasta ahora, la hipótesis más aceptada sugiere que los glaciares localizados en las cordilleras áridas reaccionan sobre todo a los cambios de humedad mientras que los de las cordilleras húmedas solo experimentan variaciones si se producen fluctuaciones en los valores térmicos (Hastenrath, 1971, Klein *et al.*, 1999 y Amman *et al.*, 2001).

Resolver las cuestiones anteriormente formuladas resulta fundamental porque así se reducen las incertidumbres en los modelos climáticos y se pueden construir escenarios futuros más fiables, de acuerdo con las características reales del sistema climático, con el fin de ajustar, con coherencia, el desarrollo de la región en función de los recursos disponibles.

Por otro lado, el medio periglacial de los Andes Centrales, hasta ahora, ha pasado desapercibido para la comunidad científica. Este desconocimiento se pone de manifiesto en la escasez y antigüedad de publicaciones sobre este tema, probablemente porque se ha prestado una mayor atención al retroceso de los glaciares. Los trabajos más relevantes



fueron desarrollados por Troll (1944, 1959) y Richter (1981) en el volcán Misti para establecer la distribución y las fluctuaciones de la temperatura del aire y proporcionar un marco general sobre las características del ambiente periglacial en la cordillera.

Por lo tanto, se desconoce la distribución del permafrost, sus límites altitudinales, su evolución desde la máxima extensión de los glaciares, su respuesta al calentamiento climático de las últimas décadas y la proporción de agua que aportan al abastecimiento del sistema natural y socioeconómico. Tampoco se conoce el régimen térmico o la intensidad y duración de los ciclos de hielo y deshielo en gran parte del territorio.

Abordar estos temas resulta imprescindible para la población andina pues la fusión del permafrost, no solo aporta agua para el consumo, sino que también puede provocar procesos catastróficos como deslizamientos y desprendimientos, sobre todo en laderas de fuertes pendientes formadas por materiales escasamente cohesionados.

Sin embargo, el medio periglacial también actúa como un geoindicador fiable para estudiar la dinámica del clima de la cordillera centroandina, los efectos del calentamiento global y su tendencia futura o las transformaciones que su degradación pueda causar en el paisaje, especialmente en las montañas o estratovolcanes sin glaciares donde representa la mayor fuente de reserva hídrica.

En este trabajo de investigación, se busca abordar algunos de los temas expuestos anteriormente y mejorar su conocimiento, para lo cual se ha seleccionado como área experimental el Complejo Volcánico Ampato ( $15^{\circ} 24' - 15^{\circ} 51' \text{ S} / 71^{\circ} 51' - 73^{\circ} \text{ O}$ ; 6.288 msnm), debido a que en él todavía no se ha realizado ningún estudio ni de su historia volcánica ni de su evolución glacial y periglacial.

Desde un punto de vista volcánico, el Complejo Ampato está constituido por tres edificios compuestos de diferentes morfologías, lo que sugiere una dilatada y diversa historia eruptiva que incluye, entre otros procesos, colapsos, reactivaciones y cambios en la posición del vent. Esta diversidad geomorfológica, convierte a este Complejo en un ámbito relevante para caracterizar la dinámica eruptiva de la Cordillera Centroandina.

A su vez, el Complejo Ampato conserva evidencias geomorfológicas glaciares con un elevado grado de conservación, especialmente en el HualcaHualca, el edificio más antiguo,

por lo que se considera un escenario de interés para reconstruir la evolución de las masas de hielo desde su máximo avance hasta la actualidad.

Precisamente, el HualcaHualca, como consecuencia de su prolongada inactividad, también resulta una referencia potencialmente apta para el estudio del permafrost y la actividad periglacial. De hecho, en sus laderas existen glaciares rocosos que indican una intensa acción de los ciclos de congelación y deshielo.

Además, hay que destacar que sus cumbres mantienen importantes masas de hielo que son la principal fuente de agua para la población de su entorno, los recientes desarrollos turísticos del valle del Colca o la actividad agrícola y ganadera intensiva de la rampa hiperárida del Pacífico. Así que su estudio permitirá, por un lado, revelar el estado de estas reservas hídricas y, por otro, conocer la repercusión del calentamiento global o la tendencia reciente del clima en el ámbito tropical.

Pero este Complejo, como es un centro volcánico activo, también representa una amenaza para la población de su entorno y las actividades anteriormente mencionadas pues, al interactuar los glaciares y la actividad volcánica, pueden producirse flujos de lodo o lahares como ya ha ocurrido recientemente.

### **1.1. Hipótesis de la investigación.**

Al tomar como referencia las cuestiones anteriores, a continuación se indican una serie de hipótesis de partida que se han utilizado como directriz en la investigación:

- a) La geomorfología es una disciplina científica que, al identificar, clasificar y explicar el origen de las formas del relieve, permite establecer la evolución geomorfológica del territorio.
- b) La cartografía es un método tradicional en geomorfología adecuado para poder representar el relieve, formular interpretaciones sobre la historia volcánica, glaciar y periglacial e identificar los sectores del territorio donde los procesos geomorfológicos presentan una mayor actividad.
- c) Se puede reconstruir la dinámica de los glaciares desde su posición de máximo avance hasta la actualidad al combinar las siguientes técnicas:
  - En la cartografía geomorfológica se identifican fases glaciares y posteriormente se lleva a cabo la reconstrucción de los parámetros espaciales del hielo (superficies, altitudes mínimas) en un Sistema de Información Geográfica.
  - La reconstrucción de Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y su evolución permite deducir las condiciones paleoambientales para cada fase glaciar y la tendencia del clima.
  - Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) constituyen una herramienta eficaz para: digitalizar el mapa geomorfológico, reconstruir y cuantificar la superficie de los glaciares desde su máxima extensión y generar cartografías en las que se muestre su evolución con un elevado nivel de detalle.
  - La aplicación de dataciones absolutas mediante cosmonucleidos es un método preciso para revelar la edad de cada fase glaciar.
- d) El Complejo Volcánico Ampato es adecuado para estudiar la evolución del relieve de los Andes Centrales porque presenta una elevada diversidad de formas volcánicas, claras evidencias de modelado glaciar y morfologías periglaciares que indican que los procesos de hielo y deshielo se encuentran activos.

## 1.2. Objetivos de la investigación.

El **objetivo general** de esta investigación es reconstruir la evolución volcánica, glacial y periglacial del Complejo Volcánico Ampato. Para poder alcanzar este objetivo, se desarrollan los siguientes **objetivos específicos**:

- Determinar que factores endógenos y exógenos controlan la geomorfología del Complejo.
- Elaborar una cartografía geomorfológica detallada que exprese con claridad las características del relieve del Complejo.
- Explicar los procesos geomorfológicos que han originado las formas del relieve del Complejo.
- Definir etapas volcánicas, glaciares y periglaciares para formular un modelo evolutivo del relieve.
- Reconstruir la evolución espacial de los glaciares desde su máxima extensión hasta la actualidad.
- Calcular la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y deducir las condiciones paleoambientales desde la Máxima Extensión Glaciar hasta la actualidad.
- Determinar la edad absoluta de la Máxima Extensión Glaciar, los *reavances* o fases de estabilización y el proceso de deglaciación.
- Establecer pautas locales y regionales de comportamiento de las masas de hielo.
- Identificar los episodios climáticos globales que han tenido repercusiones en las masas de hielo, y así poder plantear hipótesis de las condiciones climáticas en el ámbito tropical a escala local y regional desde la última glaciación.

- Contribuir en el conocimiento del relieve de los Andes Centrales y de su historia volcánica y climática.

### **1.3. Estructura de la investigación.**

Para lograr los objetivos propuestos en la investigación, se ha diseñado el siguiente plan estratégico (Fig. 1):

El primer paso fue recopilar y analizar la información más relevante publicada en la literatura en relación con la tectónica, el vulcanismo, el clima y la vegetación para así determinar el origen del Complejo Ampato y cuáles son los factores críticos que han ejercido un control en la evolución de su relieve.

Después, se delimitaron pisos bioclimáticos y morfoclimáticos con los que se caracterizó y clasificó el medio físico del territorio y se sintetizó el estado actual de conocimiento sobre la evolución glacial y periglacial de la cordillera centroandina, para que sirviese como marco de referencia inicial a la hora de contrastar los resultados obtenidos en el Complejo Ampato.

El segundo paso consistió en elaborar una cartografía geomorfológica detallada del Complejo, basada en la interpretación de las fotografías aéreas del año 1955 y la imagen de satélite Landsat del año 2000. El análisis de las formas del relieve, la elaboración de la cartografía y el levantamiento de un perfil topogeomorfológico sobre el mapa permitieron deducir procesos geomorfológicos, definir etapas volcánicas, glaciares y periglaciares y establecer una secuencia evolutiva relativa del relieve.

El tercer paso implicó la reconstrucción espacio-temporal detallada de los glaciares, para lo cual el estudio se centró en 4 valles representativos del HualcaHualca. Para ello se digitalizó la cartografía geomorfológica mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), donde se delimitó la superficie del hielo desde su máxima extensión y la altitud mínima del frente del glaciar.

Además, se calculó el volumen de hielo y se estimó la Línea de Equilibrio de los Glaciares mediante 4 métodos diferentes: *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), *Accumulation Area Ratio* (AAR), *Area Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR). Todos estos resultados se compararon con los datos de otras áreas centroandinas, lo que permitió deducir pautas de los glaciares desde la última glaciación, establecer cuáles son las variables que han influido en sus balances de masa y proponer modelos sobre su tendencia en el pasado y presente a escala local o regional.

La edad absoluta de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), las fases de *reavance* o estabilización y la deglaciación se determinó cuantificando la concentración del cosmonucleido  $^{36}\text{Cl}$  acumulado en las superficies de los bloques de las formaciones morrénicas y en los umbrales rocosos.

Como la aplicación de las dataciones mediante cosmonucleidos se ha extendido durante las últimas décadas, se pueden comparar los resultados con los de otras áreas glaciadas para conocer si la cronología del MEG del Complejo Ampato es coherente con el resto del territorio centroandino. Además, ese contraste posibilitó establecer si el comportamiento de los glaciares ha sido uniforme a escala regional o, por el contrario, si se han producido diferencias significativas

Después, se contrastaron las cronologías glaciares del Complejo Ampato con los datos de los testigos de hielo, paleolagos y núcleos sedimentarios del fondo marino del Océano Pacífico para revelar que cambios climáticos afectaron a los glaciares del Complejo y que variables desempeñaron un papel más relevante en sus balances de masa.

Por último, se propuso un modelo evolutivo volcánico, glaciar y periglaciar en el que se muestra, con orden cronológico, toda la información. Asimismo, se evalúan los métodos empleados para exponer tanto sus puntos fuertes como los débiles, y se proporcionan ideas, siempre que se han observado errores o detectado problemas, con la intención de mejorarlos a partir de la experiencia adquirida a lo largo de la investigación.

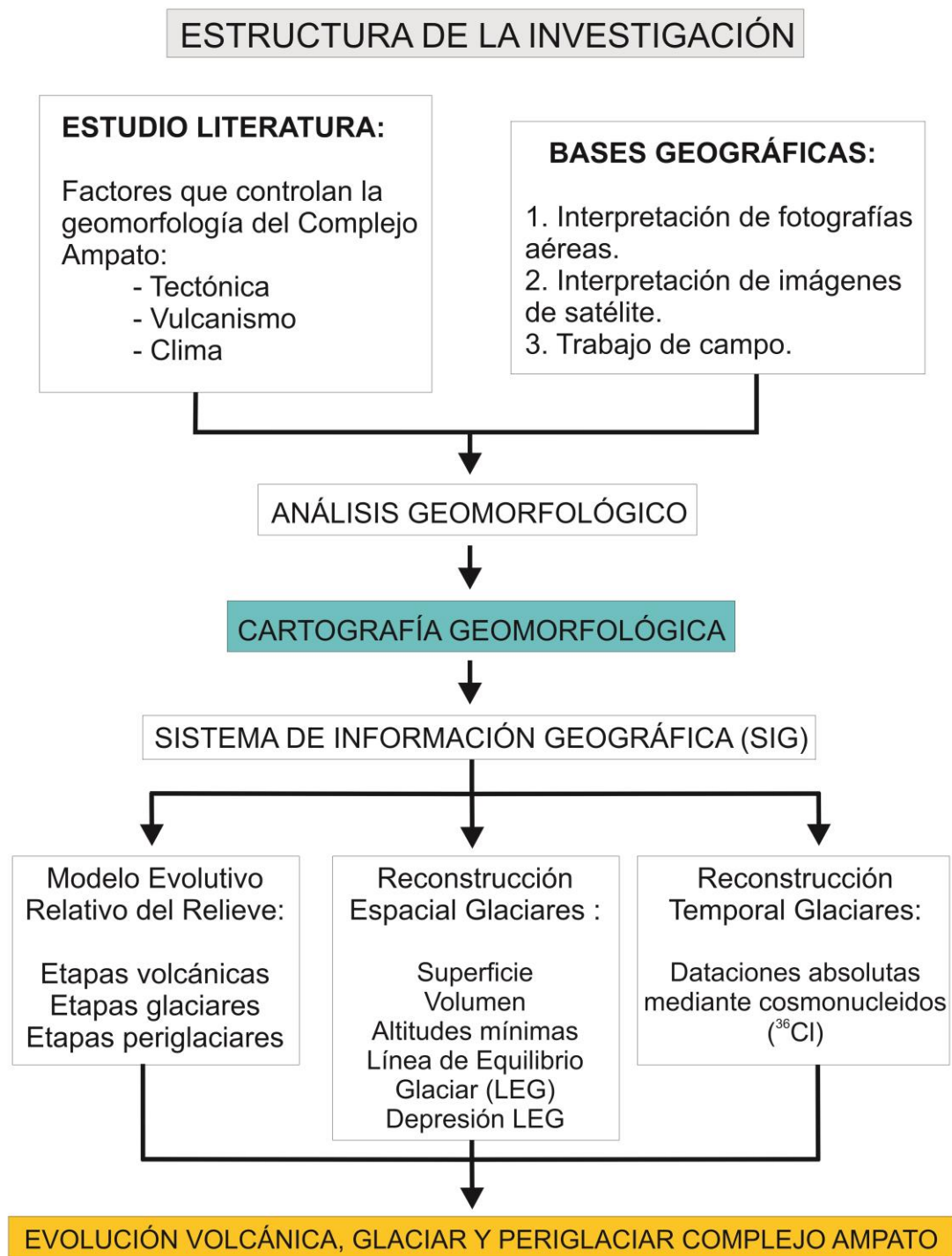
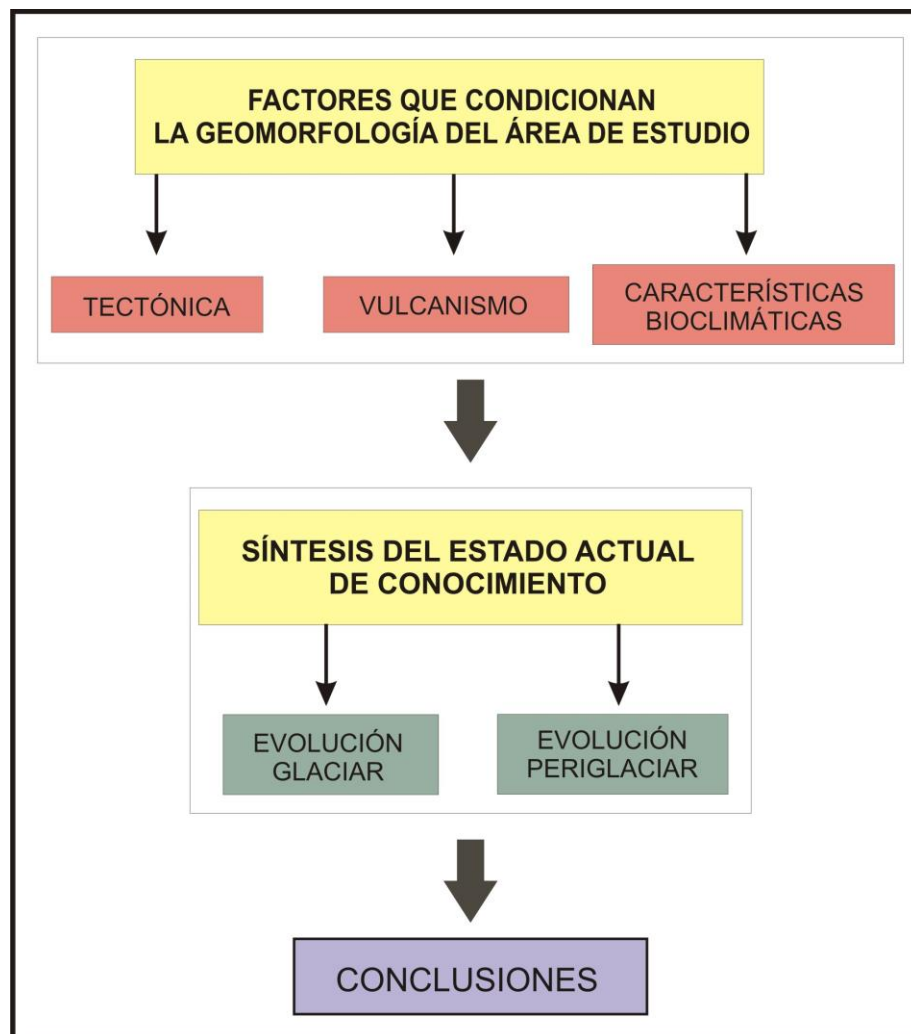


Fig. 1. Esquema en el que se muestra la estrategia que se ha aplicado para lograr el objetivo principal de la investigación.

## **CAPÍTULO 2. EL CONTEXTO GEOGRÁFICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO Y EL ESTADO DE SU CONOCIMIENTO.**

### **2.1. Introducción.**

El primer paso para cumplir con los objetivos propuestos en esta investigación es analizar los factores endógenos y exógenos que determinan la configuración del relieve del Complejo Volcánico Ampato (Fig. 2). A su vez, dicho análisis permite realizar una caracterización del medio físico de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA), territorio donde se ubica el Complejo.



**Fig. 2.** Esquema del capítulo 2. Se divide en dos partes principales: en la primera se realiza un análisis de la tectónica, el vulcanismo y la bioclimatología del área de estudio. En la segunda, se presenta una síntesis sobre la evolución glaciaria y periglaciaria en los Andes Centrales.



El análisis comienza con la evolución tectónica de la cordillera de los Andes, centrado en el origen del altiplano y de la ZVCA. Después se describe el tipo y la edad de las rocas, tomando como referencia los estudios realizados por el Instituto Geológico y Minero de Perú (INGEMMET) y tesis elaboradas en el departamento de Geología de la Universidad de San Agustín de Arequipa (Perú). La información litológica se completa con la exposición de los principales movimientos orogénicos que han deformado los materiales, cuya huella queda también reflejada en la envergadura de la cordillera.

A continuación se realiza una caracterización del vulcanismo de la ZVCA a través del estudio del relieve y sus depósitos; ambos aspectos han sido verificados durante las campañas de campo en el Complejo Volcánico Ampato. La interpretación final se complementa con los datos históricos e información obtenida en publicaciones científicas.

El clima, la tercera variable, es fundamental para explicar la existencia de glaciares en el Complejo Ampato. Para ello, en primer lugar se exponen los elementos que lo condicionan en esta región, como la temperatura de la superficie del mar, la corriente marina de Humboldt y la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Por otro lado y teniendo en cuenta las variaciones de la temperatura y humedad, se delimitaron una serie de pisos bioclimáticos y morfoclimáticos, que se analizan a partir de un transecto en dirección de oeste-este que recorre la cordillera. Posteriormente se estudia con más detalle el régimen térmico y pluviométrico, a partir de los datos publicados en artículos especializados en el clima de los Andes Centrales donde se interpretan datos de estaciones meteorológicas repartidas por el altiplano.

También se incluye un breve análisis de la vegetación, que se justifica por el hecho de ser importante a la hora de inhibir o facilitar la actuación de los agentes de modelado sobre los afloramientos rocosos. La distribución de la cubierta vegetal, en el caso de la ZVCA, está condicionada por la altitud y las condiciones extremas del clima lo cual determina que las especies desarrollen adaptaciones que las permitan sobrevivir.

Para completar el marco general del área de estudio, se presenta una síntesis del estado actual de conocimiento de la evolución glacial y periglacial en los Andes Centrales, que

servirá para comparar los datos obtenidos en esta investigación. El interés por conocer la cronología de las glaciaciones y las características del ambiente bajo las que se desarrollaron ha sido creciente durante los últimos años, reflejándose en un incremento sustancial del número de publicaciones científicas.

## 2.2. Localización del área de estudio.

El Complejo Volcánico Ampato (CVA) se ubica en el sector septentrional de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA), al sur de Perú. El Complejo Ampato cubre un área aproximada de 930 km<sup>2</sup> y se localiza entre los 15°24' - 15°51' S y los 71°51' - 73° O, a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa. Está constituido por tres estratovolcanes consecutivos alineados de norte a sur: HualcaHualca (6.025 msnm), Sabancaya (5.980 msnm) y el Ampato (6.288 msnm) (Fig. 3).



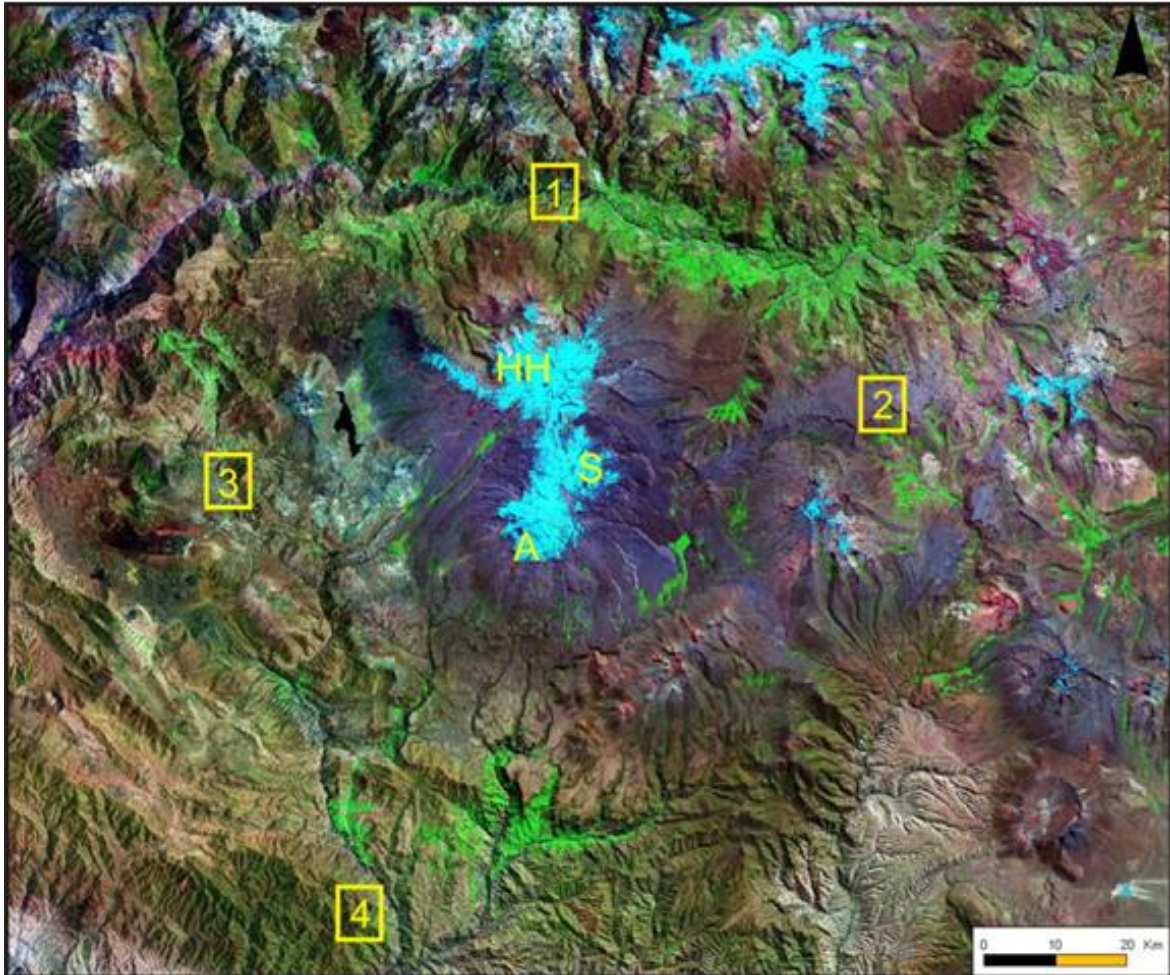
**Fig. 3.** Vista panorámica del Complejo Volcánico Ampato desde el altiplano de Patapampa. De izquierda a derecha se pueden distinguir los estratovolcanes que lo forman: Ampato (A), Sabancaya (S) y HualcaHualca (HH). (Julio, 2004).

Por el N limita con el Colca, uno de los ríos más importantes que discurren por este sector del Altiplano (Fig. 4). A su paso por el Complejo, este colector se encaja profundamente sobre los flujos de lava, piroclastos y secuencias sedimentarias (continentales y marinas), dando lugar a uno de los valles más profundos de la Tierra.

El desnivel entre el lecho del río y la cumbre del HualcaHualca es de 3.500 msnm en una distancia de 15 km. Es destacable que esta diferencia altitudinal tan acusada representa un peligro potencial muy elevado para los núcleos de población localizados en el valle del Colca, al incrementar la velocidad de desplazamiento de los lahares, originados por la fusión repentina de los glaciares afincados en las cumbres. Un ejemplo son los flujos de lodo generados en los noventa durante la crisis volcánica del Sabancaya.

Al este, el CVA contacta con el altiplano de Patapampa y al oeste con el de Huambo, ambas superficies se originaron a partir de la superposición de coladas de lava, en

general presentan una morfología plana y se localizan a una altitud de 4.500-5000 msnm. Un rasgo característico en ambos territorios es la existencia de abundantes huellas de pulido y estrías glaciares de aspecto muy fresco que se vinculan con el movimiento de una masa glaciaria de hielo sobre la meseta, durante la última glaciación.



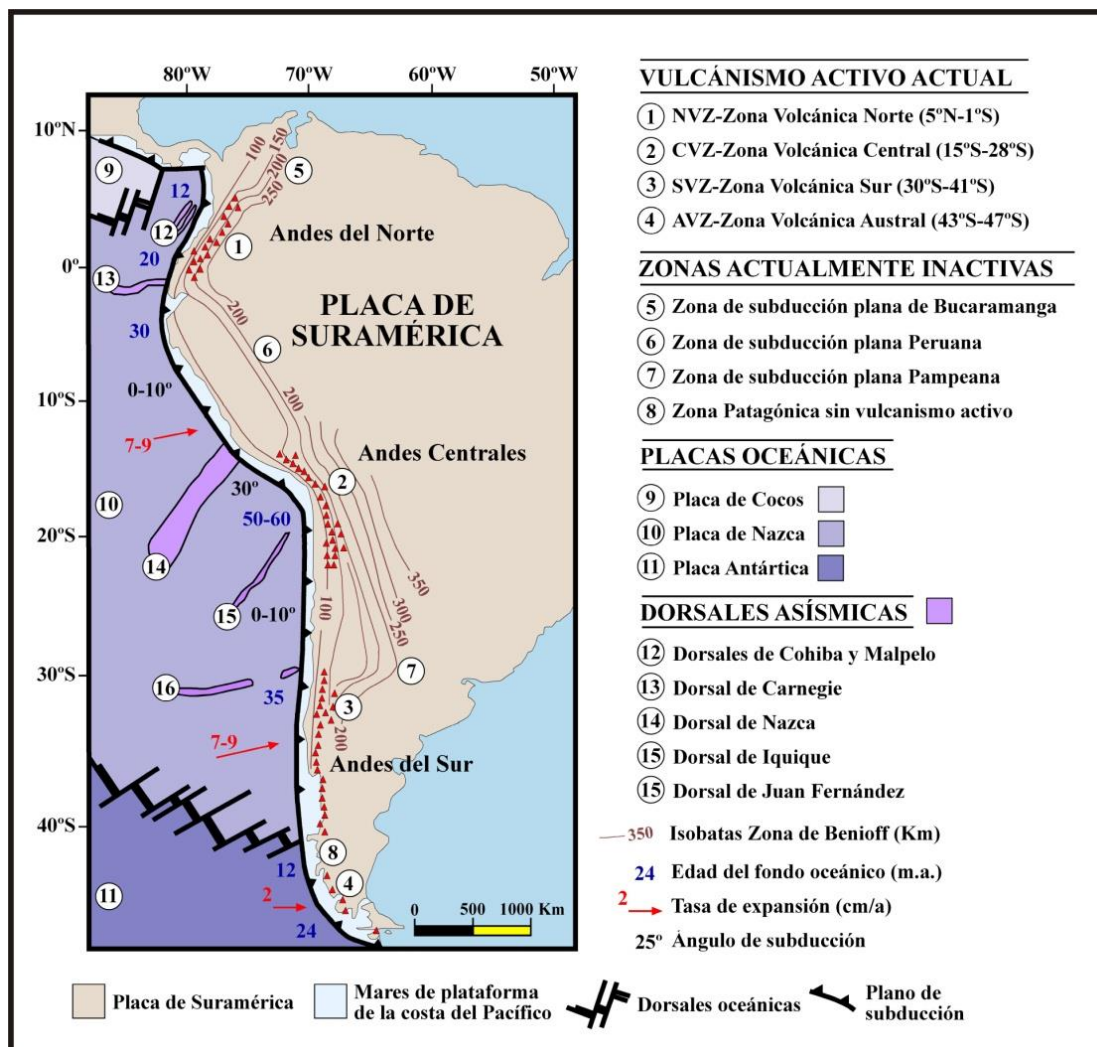
**Fig. 4.** De sur a norte, el CVA está formado por los volcanes Ampato (A); Sabancaya (S) y HualcaHualca (HH). Los límites naturales del Complejo son: 1. Valle del Colca. 2. Altiplano de Patapampa. 3. Altiplano de Huambo. 4. Piedemonte (NASA, 2000; Landsat 7 - Mersid. Bandas 1; 2 y 3).

En el Altiplano de Patapampa se tomaron muestras (en rocas pulidas y estriadas) con el fin de conocer el momento en que dio comienzo el retroceso del hielo y poder comparar con los fechamientos obtenidos en el Complejo Ampato. De esta forma se realiza una investigación más completa de la evolución de los glaciares en este sector de la cordillera y se podrá establecer un marco cronológico a escala regional.

Por el sur, el CVA enlaza con un piedemonte que comienza en el borde occidental de la cordillera y finaliza en la costa del Océano Pacífico. Está constituido por material detrítico procedente de la erosión de la ZVCA. Sobre esta rampa donde predominan condiciones de aridez, el agua se concentra en el río Sigüas y sus afluentes: el Parcomayo y el Sahuancaya. La mayor parte del caudal procede de la fusión de los glaciares que se aprovecha, aguas abajo, de manera intensiva en la agricultura y en la cría de ganado vacuno.

### 2.3. El contexto y la evolución tectónica de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA).

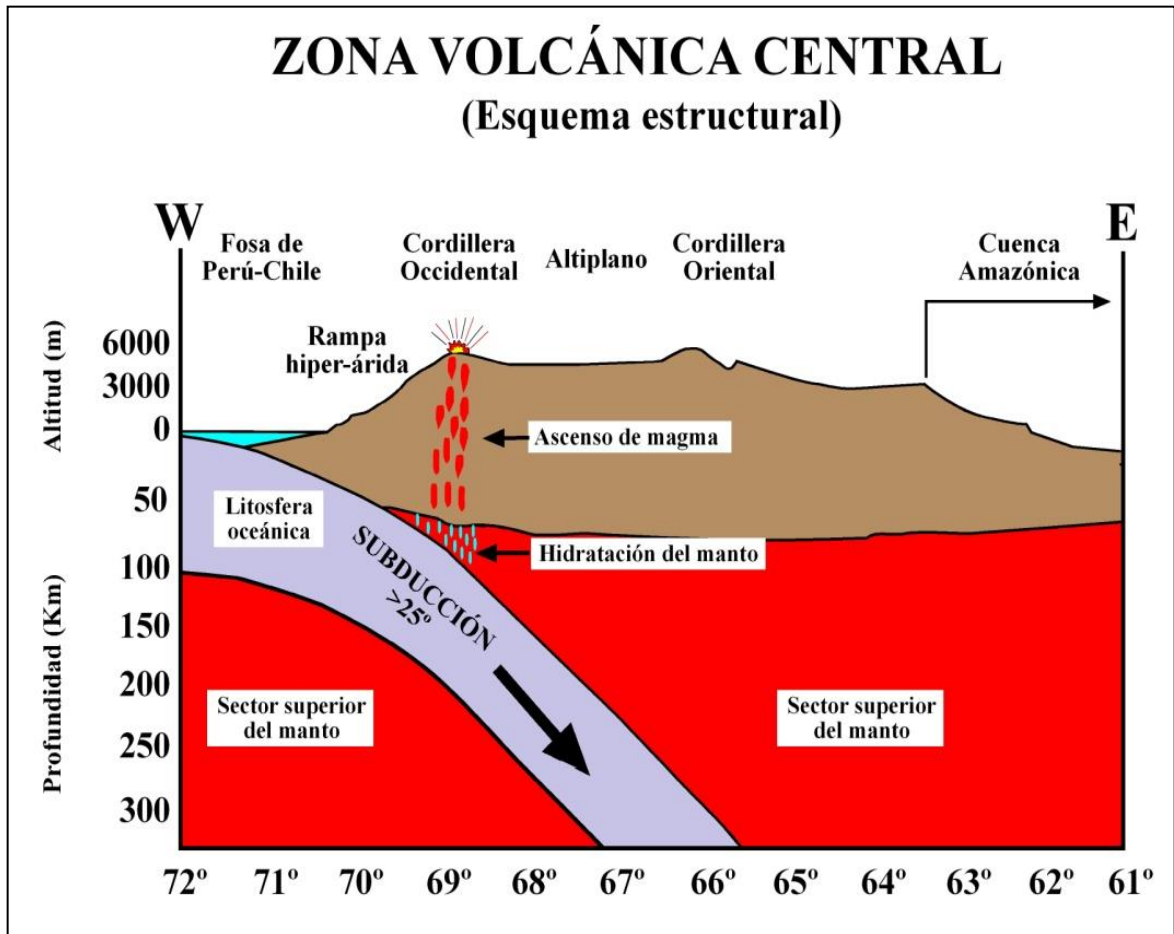
La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa con 7.500 km de longitud. Se inicia en las costas del Caribe de Venezuela, continúa por la margen oeste del continente Suramericano y termina en el Cabo de Hornos. Clapperton (1993) establece las siguientes unidades mayores: los Andes del Norte (entre el Mar del Caribe y la zona de sutura antigua de Amotape); los Andes Centrales (desde Amotape hasta el sur de Chile) y los del Sur (de Chile meridional a los terrenos fracturados de Shackleton-Seotra). El rasgo distintivo de las regiones mencionadas es la alternancia de zonas volcánicas activas e inactivas a lo largo de todo el orógeno (Fig. 5).



**Fig. 5.** Esquema de la tectónica del margen oeste de Suramérica. Cada zona volcánica activa está separada por una inactiva (Modificado de Stern, 2004).



El área de estudio se sitúa dentro de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA) y se caracteriza por presentar un arco volcánico que incluye 44 edificios activos (p.ej el Complejo Ampato) y al menos 6 sistemas de calderas (Isacks, 1988; Stern, 2004). El vulcanismo de la ZVCA se asocia a una dinámica compleja de margen de subducción en donde la Placa Oceánica de Nazca (de naturaleza más densa: basáltica) se introduce por debajo de la Placa de Suramérica (continental de menor densidad: silíceas), con una inclinación aproximada  $> 25^\circ$ ; en la zona de estudio, es incluso todavía más acusada ( $\sim 30^\circ$  hacia el este) (Fig. 6) (Ramos, 1999). Los terrenos volcánicos inactivos, un total de cuatro, también se vinculan al mismo proceso tectónico (Clapperton, 1993; Stern, 2004) pero en este caso la subducción presenta una inclinación menor.



**Fig. 6.** Modelo donde se muestra las características de la subducción en la ZVCA. Los movimientos convectivos del manto han desplazado a la Placa de Nazca hacia el continente Suramericano. La colisión entre ambas se traduce en el deslizamiento de la primera bajo la segunda, permitiendo el ascenso de materiales magmáticos, que al alcanzar la superficie, dan lugar a las erupciones volcánicas que caracterizan a la ZVCA.

### 2.3.1. Tectónica regional: Dinámica de las placas de Nazca y Suramérica en la creación de los Andes Centrales.

La orogénesis Andina comenzó en el Jurásico, asociada a la apertura y expansión del Océano Atlántico Sur. Hace 27 Ma, al final del Oligoceno, se incrementó la actividad orogénica, coincidiendo con la fracturación de la gran Placa Oceánica de Farallón, en las Placas de Cocos y Nazca.

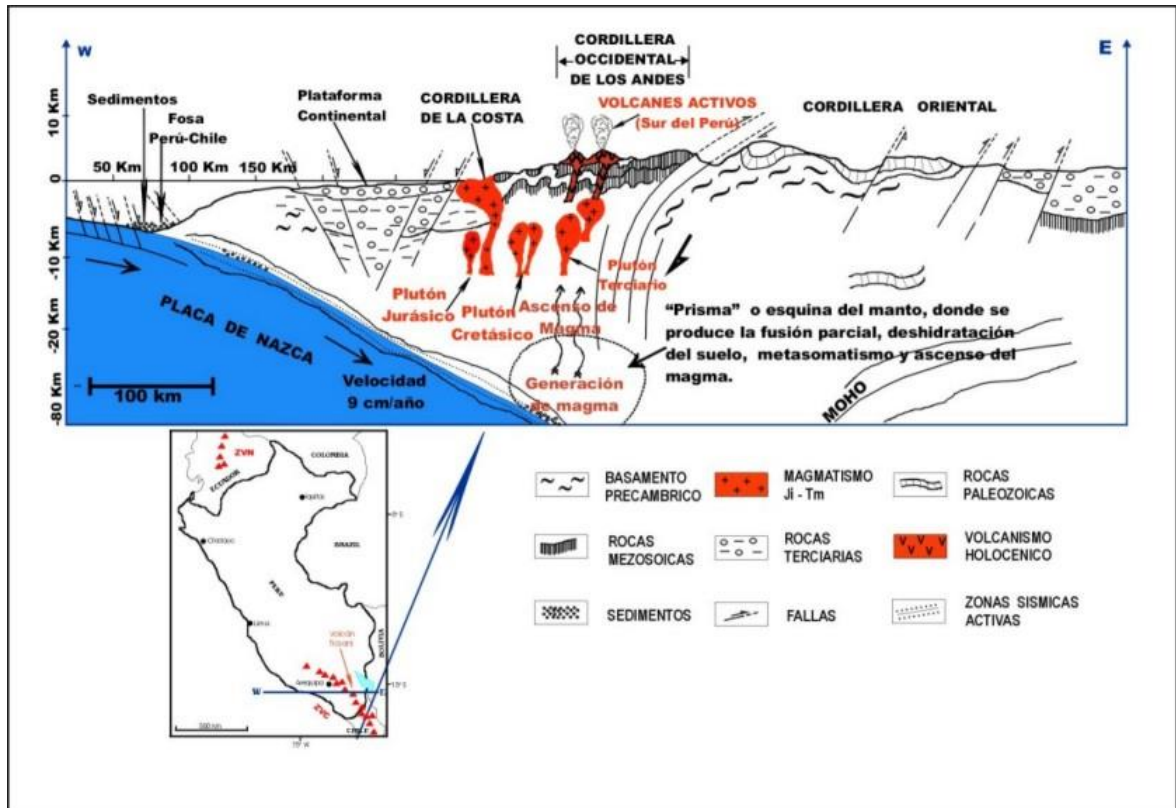
Este proceso aceleró los movimientos convectivos del manto, que a modo de cinta transportadora, desplazaron la litosfera oceánica de Nazca hacia el margen continental de Suramérica. En esta dinámica, junto a la litosfera oceánica también se desplazan las dorsales asísmicas, formadas por volcanes ya extintos de varios cientos de metros, que también se introducen bajo el continente en el proceso de subducción (Stern, 2004).

Estas cadenas volcánicas generan importantes variaciones en el ángulo de subducción y su ausencia limita la presencia de vulcanismo. Por ejemplo, en el extremo norte y sur de los Andes Centrales, donde el ángulo del plano de subducción se ha reducido desde el Mioceno, la actividad volcánica ha remitido paulatinamente hasta desaparecer lo que parece estar vinculado a la ausencia de dorsales asísmicas (Stern, 2004). El grado de explosividad en las erupciones también parece estar relacionado con la participación de estas dorsales asísmicas en la subducción, estableciéndose una relación directa entre su presencia y la formación de calderas riolíticas-dacíticas y de flujos ignimbríticos (Ramos, 1999).

Otro factor, en este caso secundario y asociado al proceso de subducción, explica la disponibilidad de material magmático en estado plástico. Los análisis geoquímicos señalados por Stern (2004), indican que la deshidratación de la corteza oceánica subducida desempeñó un papel importante en la formación del magma.

Además, en la subducción la corteza oceánica erosiona el borde de la placa continental generando una cantidad variable de material cortical que se introduce en el sector superior del manto. Estos depósitos contienen agua en su estructura mineral que es liberada al incrementarse la presión, hidratando el sector superior del manto. La presencia de agua

reduce el punto de fusión de los minerales, permitiendo la formación de cuerpos magmáticos en el interior de la ZVCA (Fig. 7).



**Fig. 7.** Corte estructural O-E desde la costa hasta la cordillera oriental Andina. La inyección de abundante material magmático rico en sílice ha provocado un intenso engrosamiento de la corteza continental hasta alcanzar un espesor medio de 70 km (Stern, 2004).

Una vez el magma se ha formado, asciende a lo largo de la litosfera continental a favor de las líneas de debilidad. En el caso de la ZVCA donde la corteza tiene un espesor en torno a los 70 km, el magma se contamina (fundamentalmente de sílice), dando lugar a cuerpos ácidos que son los responsables de las erupciones explosivas que se producen en la superficie y que han dado lugar al arco volcánico de la ZVCA (Stern, 2004).

No obstante la génesis de la ZVCA no solo se debe a una continua adicción de material magmático (plutones) y emisiones volcánicas. El desplazamiento hacia el oeste del continente Suramericano parece que también habría sido determinante, al producir un acortamiento cortical de más de 400 km.

La combinación de estos dos factores también posibilitó la formación, entre el Mioceno y el Plioceno, del altiplano Peruano-Boliviano (*Oroclinal Boliviano*), el segundo más



elevado de la Tierra con una altitud media de 4.000 msnm. La mayor parte de esta meseta, emplazada entre la cordillera occidental y oriental de los Andes Centrales, tiene un relieve suave y está salpicada de relieves positivos generados por la erosión diferencial, como resultado de la sucesión de varias fases de arrasamiento (Ramos, 1999; Stern, 2004).

#### *2.3.1.1. Principales teorías sobre la formación de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA).*

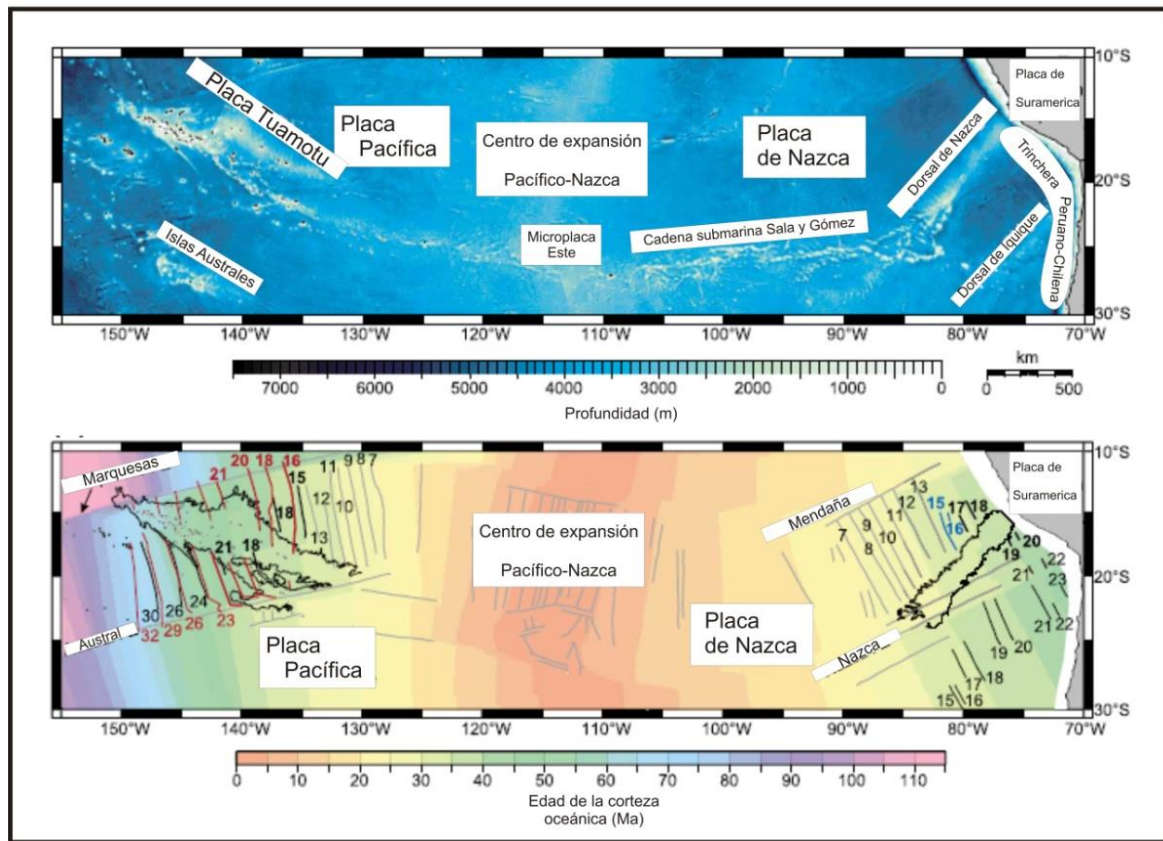
Desde el Cretácico Superior se han sucedido varios movimientos compresivos en la ZVCA, en la actualidad se manejan varias hipótesis que explican el origen de esta intensa actividad tectónica. Las más importantes se exponen a continuación:

- *La migración de la dorsal asísmica de Nazca (Hampel, 2002).*

La dorsal asísmica de Nazca tiene más de 1.000 km de longitud, 200 km de ancho y una altitud media de 1.500 m desde el fondo oceánico. Se le considera el motor de la formación de los Andes Centrales debido a la inestabilidad que produce la rugosidad de su superficie en el proceso de subducción.

La fricción de las formas submarinas con la litosfera continental, fractura la Placa Oceánica, y las diferencias de densidad derivan en una subducción con ángulos diferentes. Algunos relieves se originaron a raíz de este proceso, como cadenas montañosas de escasa envergadura y depresiones localizadas en el sector frontal de la ZVCA o terrazas marinas que fueron levantadas.

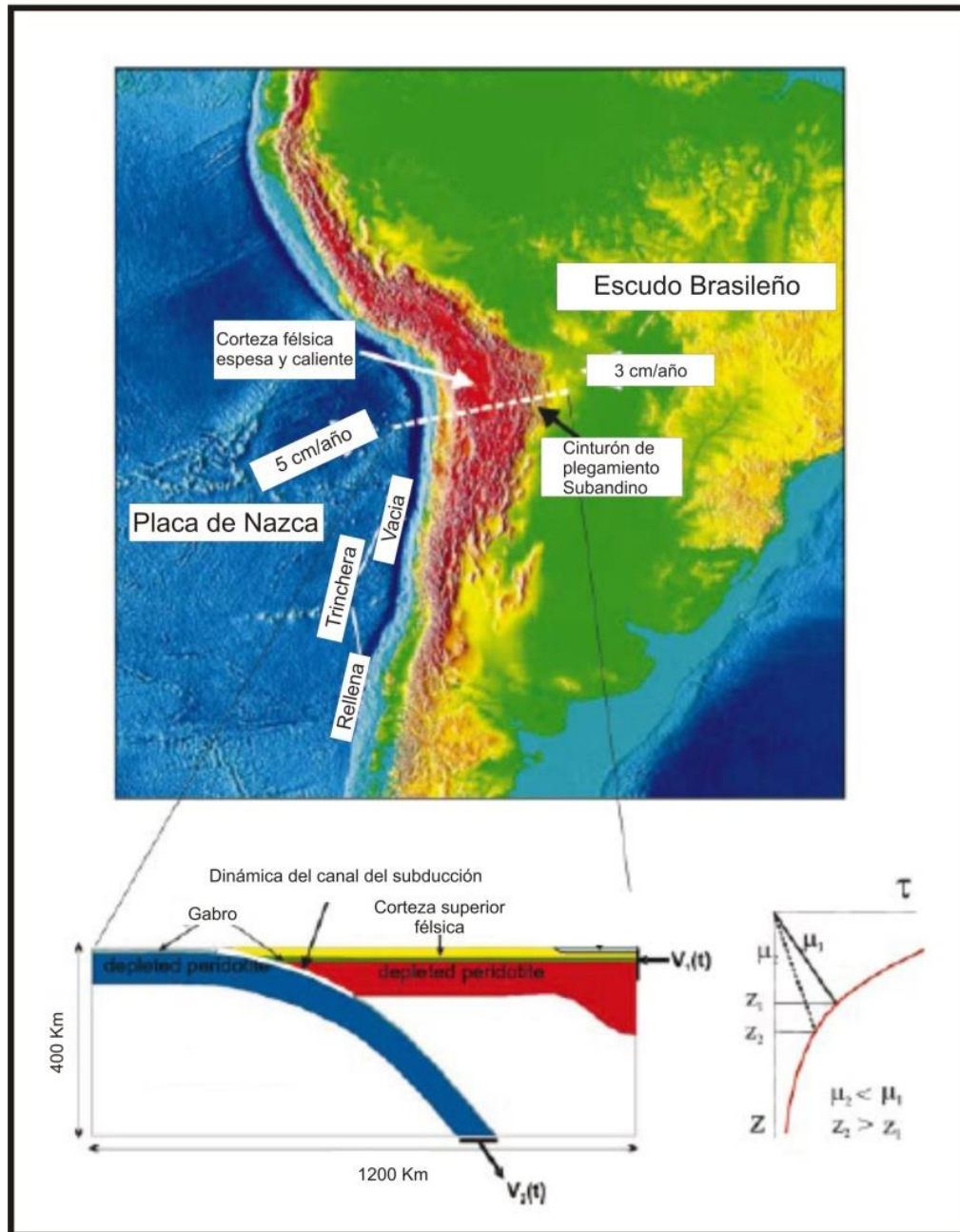
Según el modelo que propone Hampel (2002), el contacto de la dorsal con la fosa oceánica comenzó en el Mioceno Medio a una latitud de 5°S, estableciéndose un vínculo directo con varios movimientos orogénicos importantes, como el Quechua III (~5 Ma) (Fig. 8).



**Fig. 8:** La expansión del suelo oceánico permitió la migración de la Placa de Nazca, hasta chocar con Suramérica. Stern, 2004 estimó que la velocidad media de desplazamiento ha sido de 7-9 cm/año (Esquema modificado de Hampel, 2002).

- *La aceleración del desplazamiento de la Placa Suramericana (Sobolev S. V y Babeyko, A. Y., 2005).*

Según esta hipótesis el origen del orógeno Andino se debió principalmente a la aceleración del desplazamiento de la Placa Suramericana hacia el oeste (Fig. 9).



**Fig. 9:** Modelo donde se representa la velocidad y la dinámica del movimiento de las placas de Suramérica y Nazca (Modificado de Sobolev S. V y Babeyko, A. Y., 2005).

Esta teoría reduce la importancia de la velocidad de subducción de la Placa de Nazca en la orogénesis, incluso cuando ésta llegó a subducir a un ritmo medio de 15 cm/año. Tampoco

tiene en cuenta la inestabilidad que desencadenan las dorsales asísmicas en la subducción y el papel de la erosión por fricción en el contacto entre las placas. Por lo tanto estos autores consideran que sin un desplazamiento hacia el oeste de la Placa de Suramérica, cuyo ritmo se ha incrementado entre 2 y 3 cm por año durante los últimos 30 Ma, no habría sido posible un acortamiento cortical de aproximadamente 300-350 km y la génesis de los Andes Centrales.

- *Causas climáticas: el incremento de la aridez a lo largo del Cenozoico* (Lamb y Davis, 2003).

En este caso el clima se convierte en un importante partícipe en la formación de la cordillera. La orogénesis se habría producido por la combinación de tres factores: erosión limitada asociada al clima árido presente en esta región desde el comienzo del Cenozoico, el cambio hacia una convergencia ortogonal entre placas y al incremento del ritmo de convergencia desde el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano.

El incremento de la aridez durante el Cenozoico asociado a un enfriamiento del clima, permitió el levantamiento de los Andes Centrales debido al descenso de la erosión y la reducción drástica del aporte de sedimentos a la fosa tectónica. La suma de ambos procesos habría provocado un aumento de la fricción entre las placas lo cual favoreció el levantamiento de la cordillera. Incluso concluyen que los orógenos como el Andino solo pueden llegar a desarrollarse en áreas con unas condiciones climáticas áridas.

Sin embargo el planteamiento de Lamb y Davis (2003), ha sido refutado con evidencias procedentes del registro sedimentario, donde no se observa un cambio del clima relevante, lo que les llevó a pensar que es posible que la aridez haya sido constante desde que la cordillera comenzó a formarse. Además otros estudios desmienten que la fricción entre las placas dependa del aporte de sedimentos ya que resulta ser similar a la de los márgenes convergentes donde los sedimentos son abundantes (Von Heune y Ranero, 2003).

Por el contrario Ramos (1999) y Montgomery *et al.* (2001), aceptan que la altitud que alcanza la ZVCA y el altiplano está fuertemente controlada por el clima árido que impera en la región, ya que la erosión es incapaz de contrarrestar el engrosamiento cortical producido por la inyección de plutones en el proceso de subducción. No obstante

consideran que el clima es un factor secundario en el levantamiento de los Andes Centrales.

De las tres teorías expuestas posiblemente las más apropiadas para explicar la génesis de los Andes Centrales son la migración de la dorsal oceánica de Nazca y su convergencia con el continente Suramericano y el desplazamiento hacia el oeste de la Placa de Suramérica. Sin movimientos tectónicos no sería posible la compresión de los materiales y la inyección de abundante material magmático en el interior de la corteza. Por su parte el clima habría desempeñado un papel secundario y solo habría sido importante a la hora de limitar la erosión y de frenar la capacidad de los agentes morfogenéticos para evacuar el material.

#### *2.3.1.2. Marco geológico del área de estudio.*

La información geológica se presenta a escala regional y se basa en el análisis de los mapas geológicos de las hojas 32-S, 32-R, 33-S y 33-T del cuadrángulo de Arequipa elaborados por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET) y el levantamiento estratigráfico realizado por Huanqui (1985) (Fig. 10). El tipo de roca aflorante y su cronología es una información inicial muy valiosa y constituye un importante apoyo para interpretar el relieve del Complejo Ampato, expuesto en el capítulo 3.

Los materiales más antiguos son del Jurásico Superior y pertenecen al Grupo Yura, se trata de una serie terrígena marina en la que pueden diferenciarse varios miembros estratigráficos. El más antiguo es el Cachios y está formado por facies terrígenas de areniscas y lutitas de 85 m de potencia que fueron depositados en un inicio en un ambiente de talud y plataforma marina, que después derivó a condiciones de litoral. De manera concordante suprayace el Miembro Labra que está compuesto por una secuencia alternante de cuarzoarenitas y lutitas carbonatadas de 200 m de espesor que se acumularon en aguas poco profundas en un medio litoral.



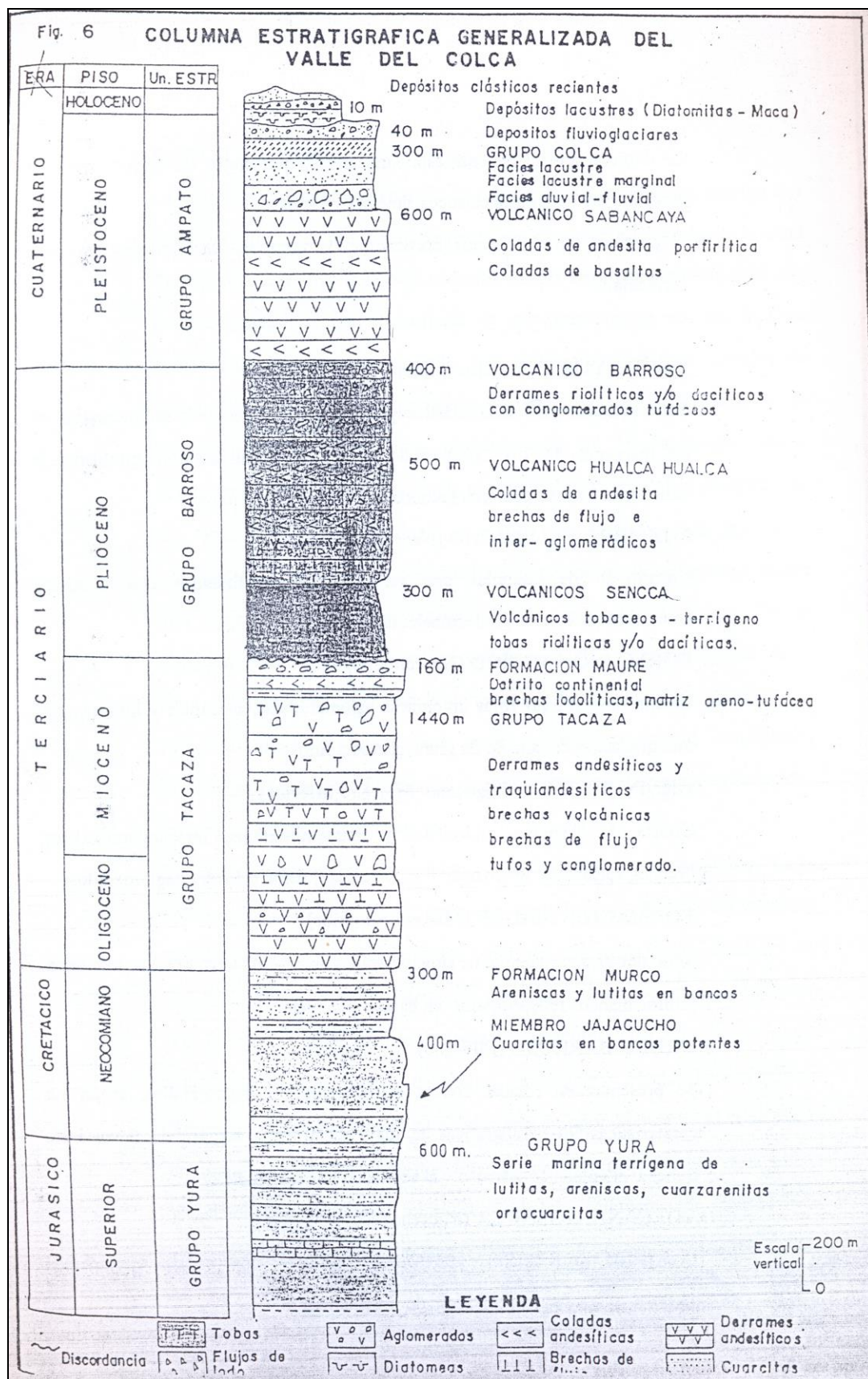


Fig. 10. Detalle de la columna estratigráfica del valle del Colca. Con la excepción de los depósitos lacustrinos, la secuencia se repite en el Complejo Volcánico Ampato (Huanqui, 1985).

A su vez, sobre estos materiales se asientan estratos tabulares o lenticulares de calizas, calcoarenitas y cuarcitas verdes depositadas en un ambiente de plataforma y talud continental. En conjunto constituyen el Miembro Gramadal. Sobre el anterior y de manera concordante, se deposita la Secuencia Hualhuani que consiste en una capa de ortocuarcitas y lutitas con 315 m de potencia. Su ambiente de sedimentación al inicio fue litoral, de aguas poco profundas y tranquilas para evolucionar, al final, a condiciones de playa.

El último miembro del Grupo Yura es la Formación Murco, en donde la base está formada por areniscas rojas limoníticas; la parte media de areniscas y lutitas rojas y en el sector superior areniscas. La capa alcanza un espesor aproximado de 280 m y su origen se relaciona con un medio litoral.

Sobre el Grupo Yura aparecen los primeros materiales volcánicos dispuestos de manera discordante como consecuencia del movimiento tectónico, el primero de ellos se conoce como Quechua (Steinmann, 1929). Forman el Grupo Tacaza, compuesto por brechas y derrames volcánicos andesíticos y traquiandesíticos emitidos entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior, según las dataciones radiométricas realizadas mediante K-Ar.

El siguiente nivel estratigráfico es la Formación Maure, representada por una serie detrítica continental compuesta por conglomerados arenosos, brechas lodolíticas y tufos removidos que fueron depositados en el Mioceno Superior. El Grupo Tacaza y la Formación Maure están separados por una discordancia angular vinculada con los movimientos tectónicos del Mioceno Inferior.

A su vez la Formación Maure yace bajo los estratos subhorizontales Plio-Cuaternarios de la Formación Sennca (volcánica), constituida por tufos de tonalidad blanquecina. Estos materiales han sido datados en 3.5 Ma con la técnica K/Ar (Huanqui, 1985), y han sido los primeros en depositarse después del periodo de arrasamiento que originó la superficie del altiplano.

Las facies volcanogénicas de la Formación Sennca quedaron cubiertas por los derrames y depósitos piroclásticos ácidos del Grupo Barroso que a su vez se subdivide en los niveles volcánicos: Chila, Barroso y HualcaHualca. El primero está formado por derrames lávicos

que finalizan en frentes abruptos, presentan disyunción columnar y entre ellos aparecen depósitos piroclásticos, formando aglomerados, en los cuales se diferencian partículas angulosas empastadas en una matriz fina. La potencia total del depósito varía entre 200-600 m y los niveles más antiguos son del Plioceno.

El nivel volcánico Barroso también es de edad pliocena, está compuesto por riolitas azuladas, dacitas y una mezcla de tufos y conglomerados. Por último el HualcaHualca se formó entre el Plioceno y el Pleistoceno Inferior. En este lapso fueron emitidos importantes volúmenes de lavas traquíticas, andesíticas y basálticas. La mayor parte de los edificios volcánicos actuales comenzaron a construirse en esta época y se vinculan con la formación de los volcanes Ampato, Chachani y Sabancaya. También se piensa que algunas de estas lavas provocaron las primeras obturaciones del valle del río Colca.

El techo de la columna está formado por materiales lacustres y fluvioglaciares; los primeros, están representados por niveles sedimentarios poco erosionados y litificados, se trata de una secuencia alternante de limos y arenas, de tonalidad amarillenta o pardo clara. Un primer afloramiento aparece al SW y W de los pueblos de Achoma y en los alrededores de Canocota, Tuti y Lari alcanzando una potencia de 3.700 m. Se considera que este depósito se formó en un primer represamiento del Colca, en la transición entre el Pleistoceno y el Holoceno.

El segundo conjunto de sedimentos lacustres se sitúa en las márgenes del río Colca, entre Yanque y Pinchollo. Su espesor es de 3.400 m y su origen se relaciona con un segundo represamiento que tuvo lugar durante el Holoceno. El último nivel de lacustres se encuentra entre Pinchollo y Cabanaconde, pero su afloramiento es irregular y su espesor poco potente, probablemente producto de pequeñas obturaciones, algunas de ellas históricas. En algunos puntos los depósitos lacustres están cubiertos por sedimentos fluvioglaciares de desigual espesor correspondientes al avance de los glaciares en la última glaciación.



- *Principales movimientos tectónicos responsables del levantamiento de la cordillera de los Andes Centrales.*

El ciclo orogénico Andino ha sido un proceso prolongado donde una sucesión de impulsos compresivos provocaron el levantamiento de la cordillera y el engrosamiento de la corteza. Los primeros eventos tectónicos datan del Cretácico Superior. En este periodo comenzaron a plegarse importantes volúmenes de sedimentos acumulados en una cuenca marina de escasa profundidad, debido a un levantamiento epirogénico general. Al cesar los esfuerzos comenzó la distensión lo que permitió la formación de grandes fallas normales en la vertiente Pacífica con una dirección ONO-ESE y O-E a lo largo de decenas de kilómetros (Lahaire, 1975).

En el Cenozoico la actividad orogénica ha sido más intensa. En los primeros estudios realizados sobre este tema son de Steinmann (1929) y propone que el levantamiento de la cordillera fue un proceso continuo y le dio el nombre de Quechua. Sin embargo Sandeman, *et al.* (1995) diferenció varios movimientos tectónicos independientes, separados temporalmente entre sí por periodos de calma orogénica donde predominó la erosión, que dieron lugar a configuraciones morfológicas como la superficie del altiplano o Puna. Las fases orogénicas que diferenció son:

- Orogenia Aymara o Quechua I (28-15 Ma). Este evento tuvo lugar durante el Oligoceno Tardío y ha sido reconocido en varios sectores de la cordillera. Consistió principalmente en un episodio magmático, asociado al proceso de subducción, que provocó un aumento del espesor de la corteza. Los análisis mineralógicos muestran un incremento de la composición calcoalcalina de los materiales, lo que sugiere que hubo un cambio petrológico en la base de la corteza y el manto superior como consecuencia del citado engrosamiento cortical.

- Orogenia Quechua II (15-10 Ma). Durante este intervalo temporal se registró un movimiento tectónico significativo que Ellison (1990) denominó Quechua II. También fue documentado por Benjamin *et al.* (1987) con la misma edad, y lo interpretó como acelerado y enérgico. El evento se caracterizó por la ausencia de vulcanismo, un incremento sustancial de la erosión y la intrusión de magmas leucograníticos que favorecieron el proceso de engrosamiento cortical.

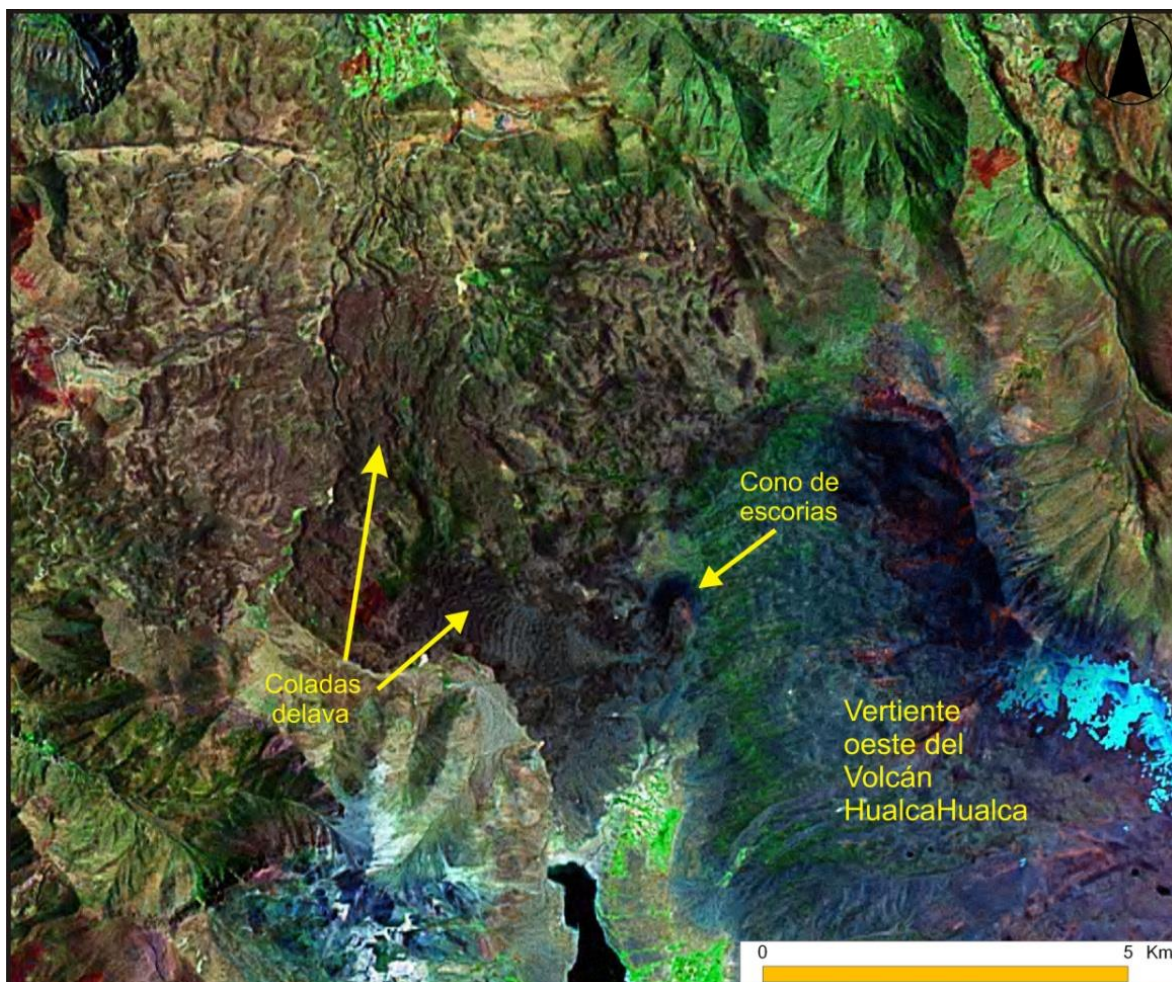
- Orogenia Quechua III (10-5 Ma). Consistió en un impulso tectónico que provocó el plegamiento de los materiales de la Formación Mauri (12-8 Ma). Más evidencias de un movimiento orogénico en este marco temporal proceden del Altiplano Boliviano donde Kennan *et al.* (1995) diferenció una alternancia de periodos de levantamiento tectónico y erosión que dató entre 15 y 9 Ma. También en la Cordillera Real Boliviana se interpretó la existencia de un movimiento orogénico hace entre 15 y 3 Ma.

- Orogenia Quechua IV (5 Ma). Esta fase representó el último gran movimiento compresivo y se caracterizó por una intensa actividad plutónica y volcánica. Este evento ha tenido importantes repercusiones en el paisaje actual de la ZVCA al favorecer el profundo encajamiento de la red de drenaje principal, impulsar la dinámica de laderas y facilitar la expansión de los glaciares durante los periodos climáticos fríos (Clapperton, 1993).

### 2.3.2. Características generales del vulcanismo de la Zona Central Andina (ZVCA): el Complejo Volcánico Ampato.

La principal característica del vulcanismo de la ZVCA es su elevado nivel de explosividad, rasgo es distintivo de los contextos calcoalcalinos donde los cuerpos magmáticos, a medida que ascienden desde el manto superior, se contaminan por la asimilación de altas cantidades de sílice. El Complejo Ampato así como sus áreas adyacentes presentan los siguientes estilos eruptivos y procesos volcánicos asociados:

- Campo monogenético de la laguna de Mucurca. Al NO del HualcaHualca hay un área formada por conos de piroclastos y coladas de lava basálticas y basáltico-andesíticas de varios kilómetros de longitud (Fig. 11).



**Fig. 11.** Las coladas de lava emitidas por los conos de escoria del campo monogenético situado al NW del volcán HualcaHualca fueron los responsables de obturar los valles fluviales y represar las aguas que dieron origen a la laguna de Mucurca (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

Su origen se asocia a una red de fracturas que atraviesan el HualcaHualca con una dirección O-E, a través de las cuales ascendieron magmas primarios que alcanzaron la superficie de forma rápida y con escasa diferenciación magmática. Las erupciones, de tipo estromboliano, se produjeron en forma de explosiones relativamente pequeñas que dieron lugar a columnas eruptivas de varios centenares de metros de altura. Las partículas expulsadas (cenizas y lapillis) cubrieron el entorno de los conos volcánicos y las áreas cercanas con mantos de ceniza y lapilli de espesor variable.

- Erupciones con emisión de columnas piroclásticas (menores a 20 km). Son considerados eventos moderadamente violentos relacionados con la obturación del conducto de salida, debido a la presencia de un cuerpo magmático viscoso. Cuando la presión producida por los gases supera un punto crítico, el domo se rompe y suelen eyectarse columnas eruptivas de hasta 20 km de altura, formadas por piroclastos y líticos arrancados de las paredes del conducto. También es posible la emisión de coladas de lava desde el cráter o a partir de fisuras que aparecen en los flancos del volcán.

Estas erupciones han sido comunes en los estratovolcanes de la cordillera en tiempos históricos. Por ejemplo el Sabancaya, registró varias erupciones con estas características entre los años 1752 y 1784. Recientemente entre 1981 y 1984 los pobladores localizados en las laderas del CVA fueron testigos de ruidos, sismos de baja intensidad y emisiones de fumarolas que fueron persistentes a partir de 1985. Estos fenómenos fueron en aumento hasta alcanzar su máximo el 5 de junio de 1999, fecha en que se generó una columna piroclástica que se elevó 5.000 m de altura por encima del cráter. Los materiales emitidos tuvieron un área de dispersión aproximada de 10 km de diámetro medio. Los balísticos (bloques > 64 mm) alcanzaron una distancia máxima de 500 km; los lapilli (> 2 mm) se dispersaron entre 3-4 km; las cenizas (< 2 mm) en un rango de 10 a 25 km y el polvo (< 1/16 mm) hasta 30 km en la dirección predominante del viento (Gerbe y Thouret, 2004).

- Erupciones con emisión de columnas piroclásticas Plinianas. Son erupciones violentas, que dependiendo de la altura de la columna eruptiva se subdividen en subpliniana (< 30 km), pliniana (< 55 km) y ultrapliniana (> 55 km). Se forman por la fuerte presión ejercida ante la alta concentración de volátiles procedentes de magmas ricos en sílice que no son capaces de ascender por su elevada viscosidad. La columna eruptiva normalmente se colapsa y las partículas se acumulan en el entorno del volcán cubriendo la topografía.



Varios depósitos de este tipo, denominados de caída, se sitúan en torno al Complejo Ampato.

El espesor de los depósitos de caída es proporcional a la distancia con respecto al foco emisor y su dispersión depende de la intensidad de los vientos dominantes durante la erupción. Por lo general, estos depósitos están constituidos por fragmentos de pómez subangulares, bien clasificados y con soporte grano a grano (Fig. 12).

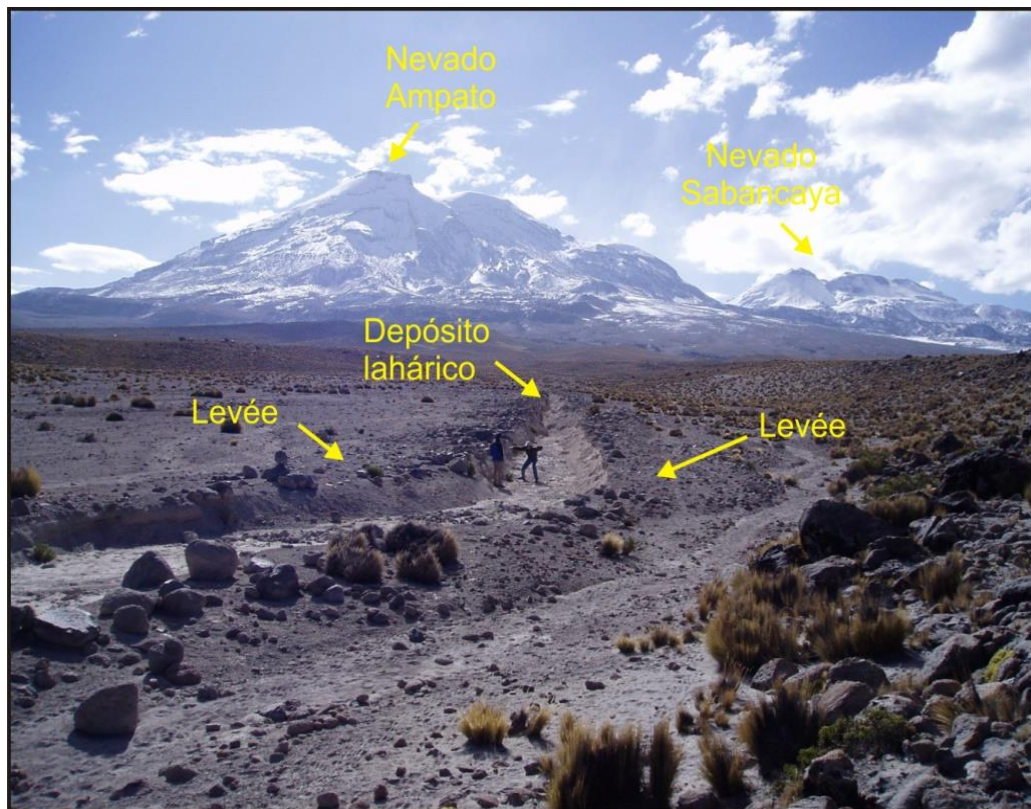


**Fig. 12.** Depósito de caída formada por fragmentos de pómez en las inmediaciones del CVA. El espesor visible del depósito es de 5 m (Noviembre, 2006).

En ocasiones las columnas eruptivas tienen una densidad mayor que la atmósfera. Por este motivo se colapsan y se transforman en uno de los fenómenos volcánicos más letales, los flujos piroclásticos. Estas corrientes de elevada densidad son una mezcla de piroclastos y gases calientes en expansión que se desplazan a gran velocidad por los flancos del volcán. Los depósitos que generan están formados por fragmentos de pómez y clastos subredondeados- redondeados que se acumulan en las depresiones. En las vertientes sur y

suroeste del volcán Ampato Mariño (2012) identificó varios depósitos que evidencian el paso de flujos piroclásticos.

- Generación de flujos de lodo o lahares. En el área de estudio y en otros puntos de la ZVCA los lahares son comunes. En la década de los noventa los materiales piroclásticos incandescentes procedentes de la erupción del Sabancaya ocasionaron el deshielo parcial de los glaciares y de la nieve que cubren las cimas y las laderas del Complejo Volcánico Ampato. El agua de fusión al mezclarse con los piroclastos y otros productos sueltos de las laderas generaron lahares que supusieron una amenaza potencial para 30.000 personas que viven en los valles del Colca y Sigüas (Thouret *et al.*, 1993; Thouret *et al.*, 2002) (Fig. 13).

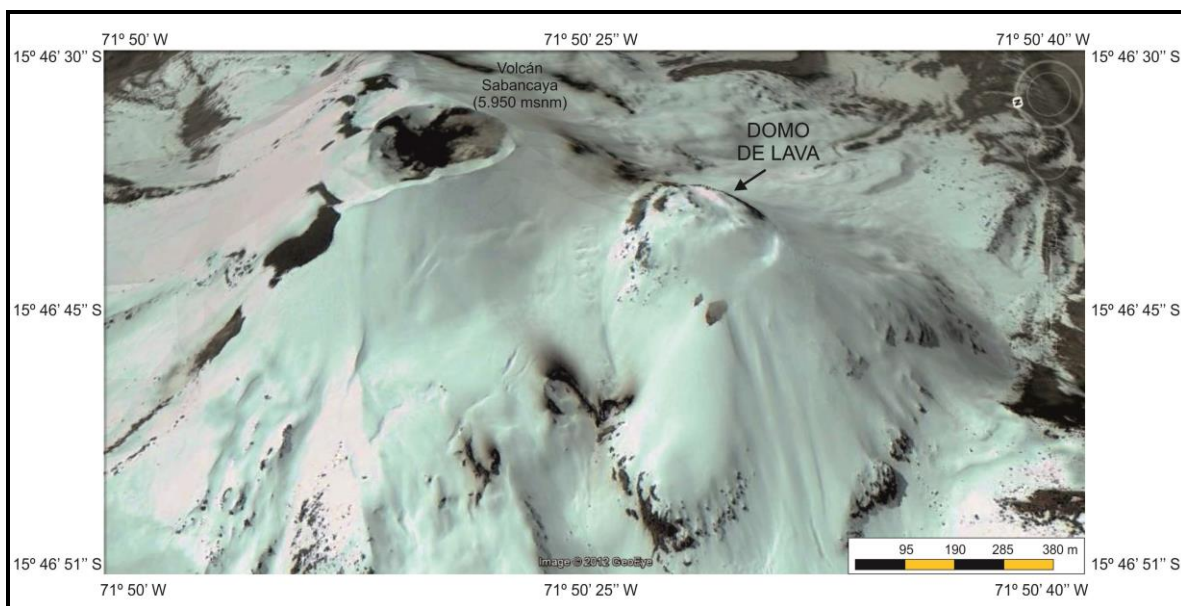


**Fig. 13.** Vista de los estratovolcanes Ampato y Sabancaya. En primer plano se puede apreciar el depósito lahárico del año 1999 (Julio, 2004).

- Formación de domos viscosos en los cráteres. Es frecuente que en los cráteres de los estratovolcanes de la ZVCA se desarrollen cuerpos extrusivos de aspecto cupuliforme cuya génesis está asociada al ascenso de magmas viscosos (riolíticas y dacíticas). Estas morfologías obturan el cráter e impiden la salida hacia la atmósfera de los gases volcánicos

almacenados en el interior del conducto volcánico. Con el tiempo, el incremento de la presión desestabiliza las paredes del edificio lo cual puede provocar la aparición de conductos secundarios por donde salen con fuerza los gases acumulados a elevada temperatura que, mezclados con cenizas, dan lugar a flujos piroclásticos que alcanzan grandes velocidades (500 km/h).

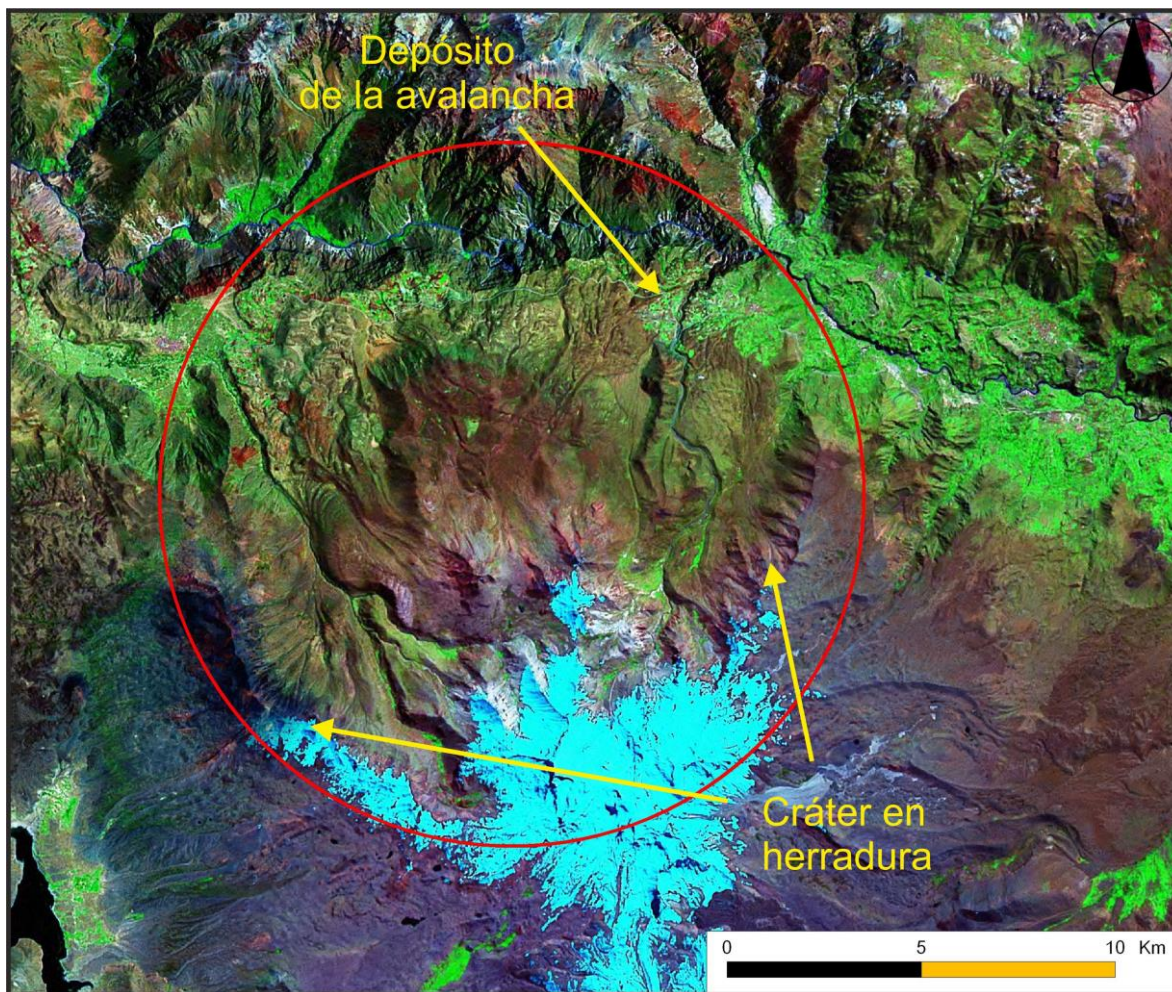
En la vertiente este del volcán Ampato Mariño (2012), encontró depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas vinculados con la destrucción de domos (Fig. 14). Estos flujos son una mezcla caótica de partículas finas y fragmentos de gran tamaño que se desplazan por las laderas a favor de la gravedad.



**Fig. 14.** Detalle del domo de lava situado en el cráter del Sabancaya. La formación de estos cuerpos viscosos ha sido frecuente en los tres volcanes que constituyen el Complejo Ampato (Google Earth, 2012).

- Formación de Calderas volcánicas tipo Santa Elena. En ocasiones el crecimiento de domos viscosos en el interior del volcán o la intensa hidrotermalización de las laderas del edificio pueden generar avalanchas de escombros. El edificio afectado por este tipo de proceso cambia de manera radical su morfología, diferenciándose en la parte alta del área colapsada un anfiteatro o cráter en herradura, cuyo tamaño depende de las dimensiones de la avalancha, y una sucesión de lomeríos al pie de la montaña conocidos con el nombre de hummocks. El HualcaHualca, el volcán más septentrional del Complejo Ampato, conserva evidencias morfológicas de esta modalidad de vulcanismo destructivo (Fig. 15).

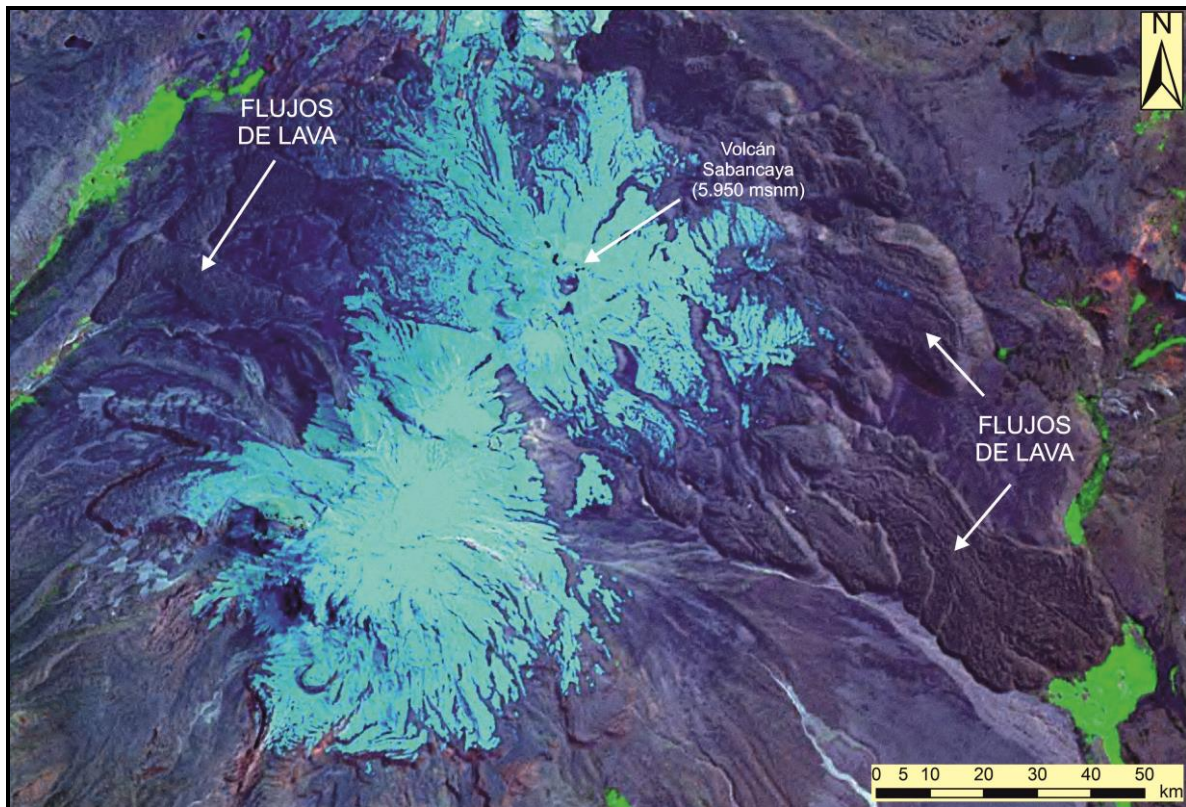




**Fig. 15.** La ladera norte del HualcaHualca presenta una cicatriz en herradura que se asocia con el colapso volcánico tipo Santa Elena. En su interior coladas de lava y piroclastos cubren la mayor parte de los hummocks que solo son visibles en el borde del profundo valle del Colca (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

- Emisión de flujos lávicos viscosos. Los materiales más abundantes en la ZVCA son coladas de lava, que alcanzan en muchos casos dimensiones notables en longitud o espesor. Al llegar a la superficie, el material fundido viscoso forma flujos de lava que en ocasiones pueden conservar las estructuras primarias producidas cuando la lava fluye sobre topografías rugosas, como las crestas de compresión, o bien se origina una capa superficial de clastos angulosos característicos de las coladas en bloques que se generan cuando el derrame se enfría al entrar en contacto con la temperatura atmosférica y se fractura al continuar fluyendo ladera abajo. Otro rasgo destacable es la amplitud de los frentes de lava, que pueden llegar a medir varios cientos de metros de desnivel. Estas morfologías no solo aparecen en el Complejo Ampato (Fig. 16) sino también en la mayoría de los estratovolcanes de la ZVCA.





**Fig. 16.** Los flujos de lava son de grandes dimensiones y con pronunciados frentes. Ambas características son comunes en los estratovolcanes de la ZVCA. En la imagen se muestran algunos ejemplos del Complejo Ampato (NASA, 2000; Landsat 7 - Mersid. Bandas 1; 2 y 3).

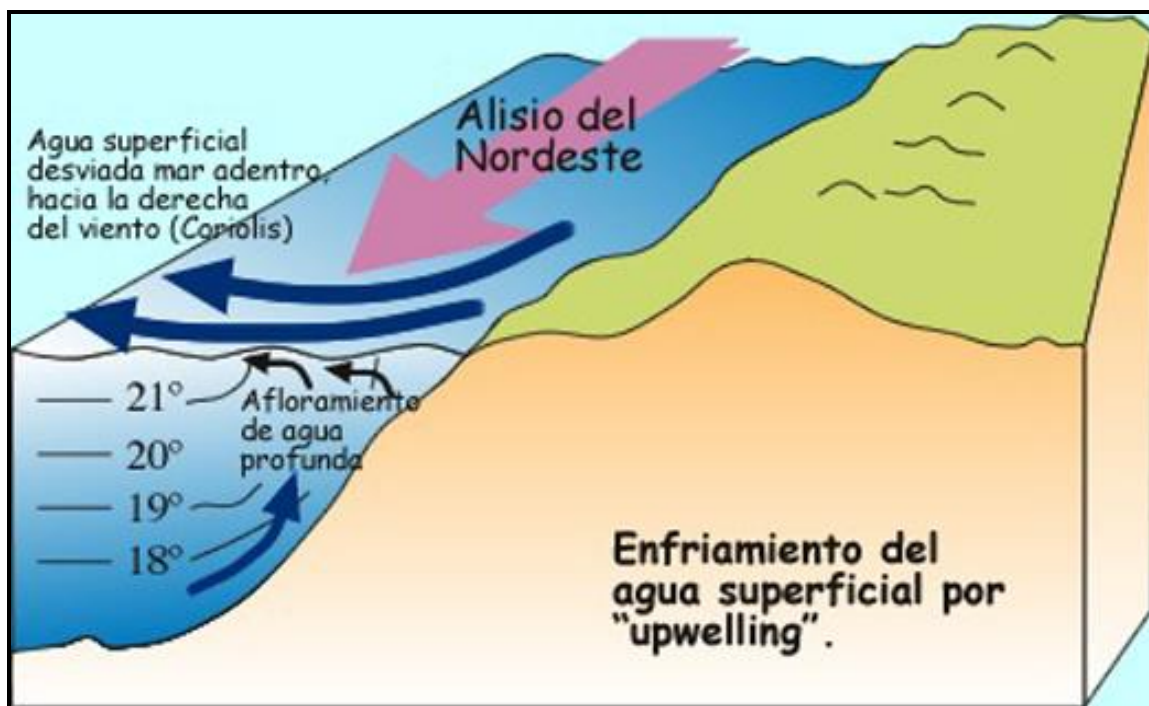
## **2.4. Factores bioclimáticos de la ZVCA.**

En este apartado se analizan los factores del clima y la vegetación que influyen en el modelado del relieve y en la existencia de glaciares. En primer lugar se realiza una caracterización general del clima de los Andes Centrales, para lo cual es necesario conocer el funcionamiento general de los elementos del sistema climático de esta región. De ellos destacan la Corriente Fría de Humboldt, la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Frente Polar Antártico. También se tiene en cuenta el fenómeno de “El Niño” debido al impacto negativo que provoca en el balance de masa de los glaciares.

La interacción de estos elementos y la influencia de factores locales (altitud, topografía, tipo de material geológico o edáfico etc.) permiten diferenciar entre la costa del Océano Pacífico y las cotas altas de la cordillera una sucesión, bien definida, de pisos bioclimáticos. El paso de un ambiente a otro se produce de forma abrupta y en tramos altitudinales muy cortos. De manera general, en la costa y el piedemonte dominan las condiciones desérticas; en el altiplano algunas áreas son favorables para el desarrollo de la vegetación y en las cotas más altas actúan procesos vinculados al frío intenso que dificultan la colonización vegetal.

### **2.4.1. La Corriente de Humboldt y la temperatura de la superficie del mar.**

La posición de la ZVCA en el margen continental de Suramérica, a escasa distancia del Océano Pacífico, en teoría debería ser favorable para la llegada de masas de aire húmedas que proporcionaran abundantes precipitaciones, especialmente en la vertiente oeste de la cordillera. No obstante la existencia de la Corriente oceánica fría de Humboldt a lo largo de la costa de Perú y Chile y la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, hacen de esta región una de las más áridas del Planeta (Fig. 17).

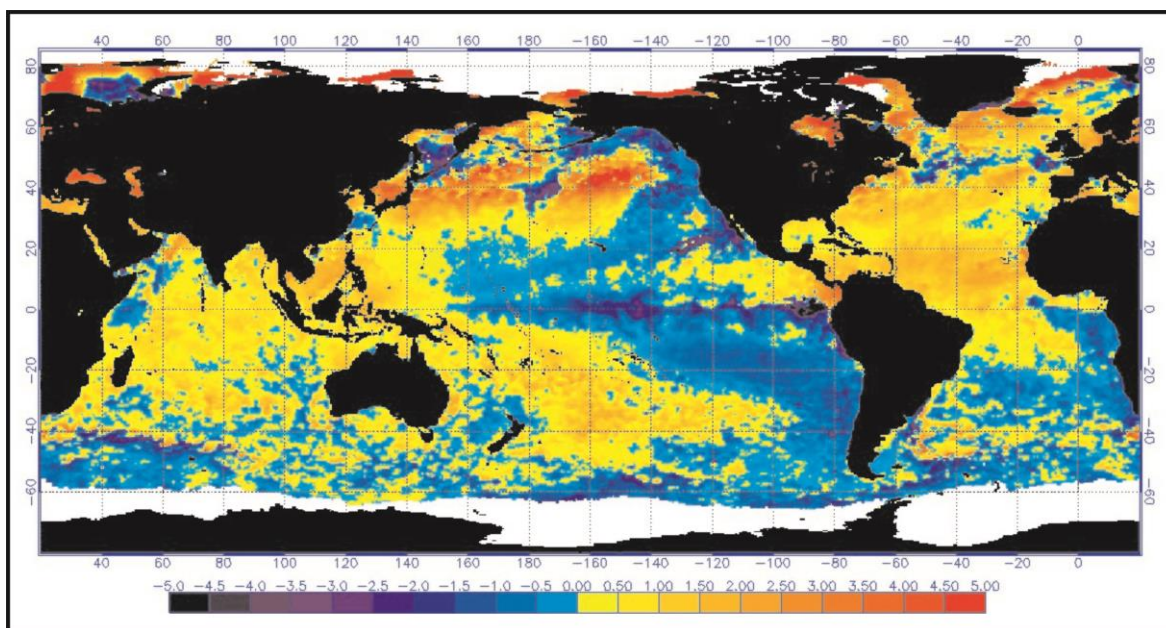


**Fig. 17.** La Corriente fría de Humboldt ejerce un fuerte control sobre las masas de aire, impidiendo que contengan la humedad necesaria para crear masas nubosas que generen precipitaciones en la fachada occidental Andina (Uriarte, 2010).

La emersión de aguas profundas muy frías en sustitución de aguas superficiales más cálidas (proceso de *upwelling*) genera importantes anomalías en la temperatura de la superficie del mar. De media, producen un descenso térmico que oscila entre 8-10° C con respecto a otras regiones marinas situadas a la misma latitud y sin la presencia de corrientes de este tipo (Fig. 18).

Este frío, al transferirse a la base de la troposfera, genera un manto de nubes bajas (estratos o estratocúmulos de poco espesor) que se desplazan, por el efecto de la brisa marina, hasta la costa. De este modo, la niebla se convierte en el elemento meteorológico más característico de la franja costera peruana, aunque apenas tiene repercusión en el balance hídrico (la cantidad de lluvia registrada en las estaciones meteorológicas de la costa apenas supera los 10 mm anuales).

El efecto barrera que ejercen los Andes Centrales frena la nubosidad, reteniéndola entre la costa y la parte más baja del piedemonte occidental de la cordillera, entre los 500 y 1.500 m de altitud. Normalmente este mar de nubes permanece estable durante el día en toda esta franja del territorio.

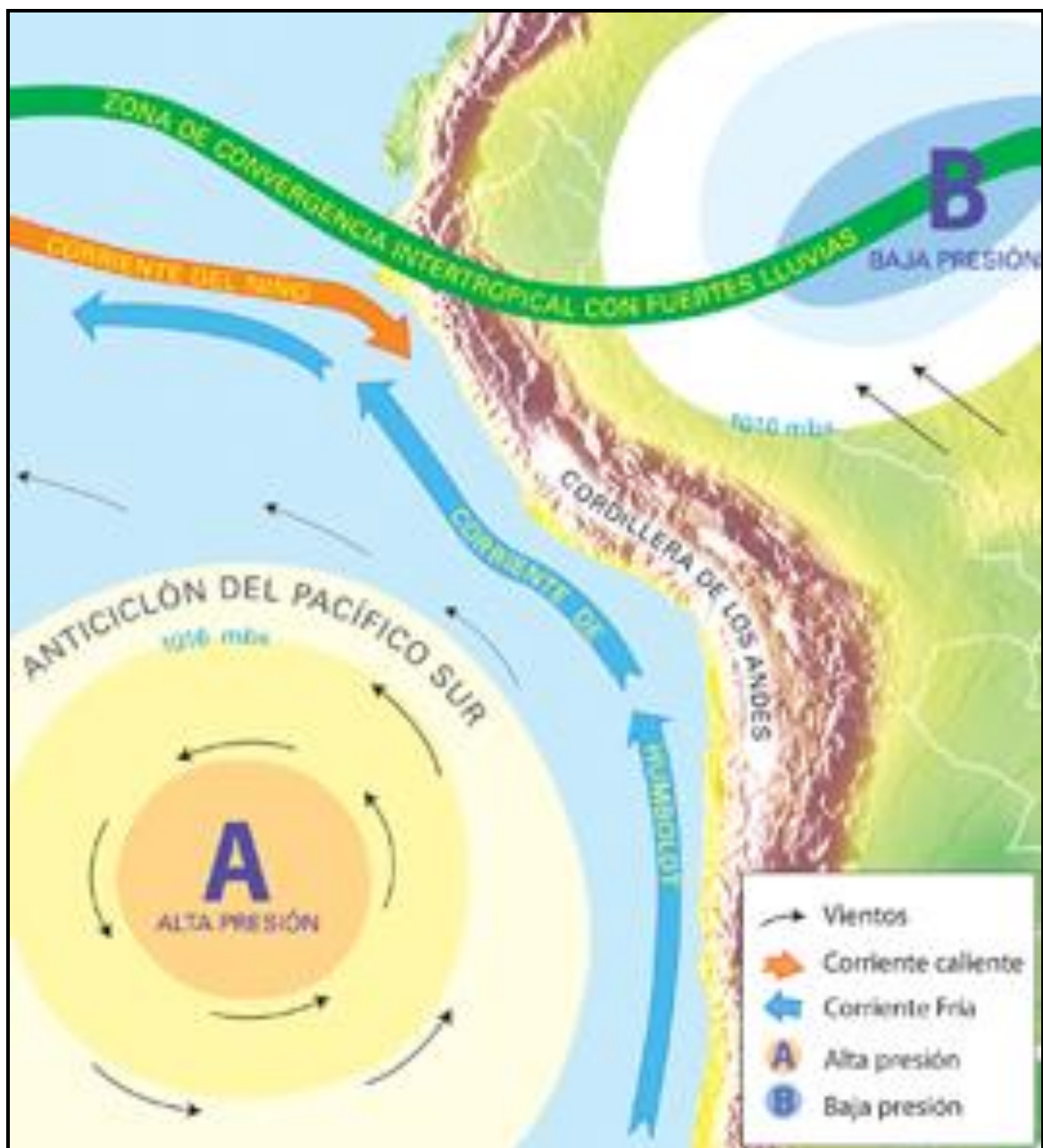


**Fig. 18.** La temperatura de la superficie marina en las costas de Perú y Chile es inferior que en otras áreas del planeta situadas a la misma latitud. Su presencia refuerza la situación anticiclónica y contribuye a generar un clima seco y cálido durante todo el año. La gama de colores de la imagen indica el valor térmico (en °C) de la superficie del mar en cada región de la Tierra (Fuente: NOAA. 29/07/2010).

#### 2.4.2. El Anticiclón subtropical del Pacífico Sur.

El Anticiclón subtropical de Pacífico Sur es un centro de acción dinámico de carácter permanente que se forma por la subsidencia de aire relativamente seco procedente de la zona ecuatorial. Este tipo de anticiclones tienden a formarse en áreas marítimas, y más en específico en las fachadas orientales de los océanos debido al menor rozamiento del aire sobre el mar y a que sobre el océano las altas presiones son menos sensibles a los cambios térmicos estacionales. El potente Anticiclón del Pacífico Sur es un elemento integrante de la Célula de Hadley dentro del hemisferio austral. Su posición es estable a lo largo de todo el año y junto a la Corriente Marina de Humboldt, bloquea el paso de perturbaciones ricas en humedad hasta los Andes Centrales (Fig. 19).



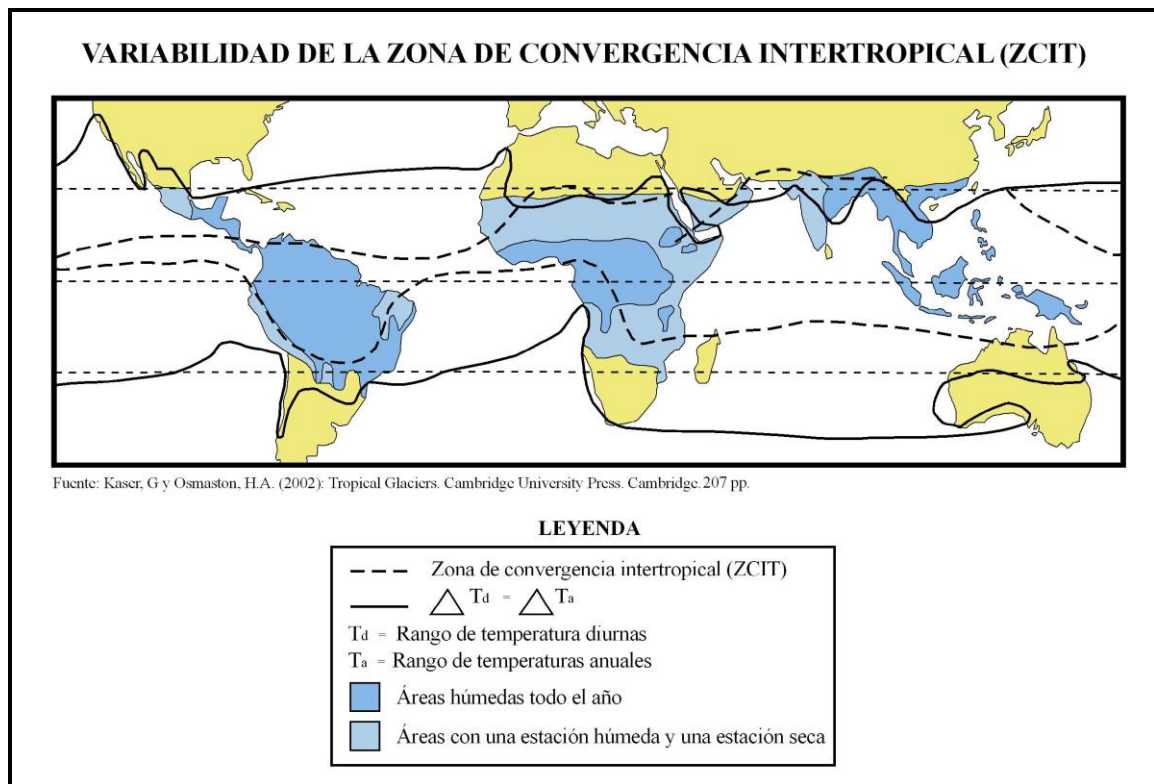


**Fig. 19.** El esquema muestra la situación sinóptica característica durante gran parte del año en el área de estudio. El dominio de las altas presiones se extiende sobre gran parte de los Andes Centrales (<http://dataplusdateunsupplement.blogspot.com.es/2009/10/peru-datos-marco-geografico-del-peru.html>).

### 2.4.3. La influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Frente Polar Antártico.

La ZCIT es un área de bajas presiones muy homogénea y con una disposición zonal, producto de la convergencia de los Vientos Alisios Boreales y Australes. La posición de la ZCIT varía en función de la estación del año (Fig. 20). En el invierno austral se encuentra a 5° N (Venezuela y Colombia) mientras que en el verano desciende hasta 10° S. Cuando se desplaza hacia el interior del continente Suramericano, se forma un sistema complejo de células convectivas sobre la cuenca Amazónica que provocan intensas lluvias.

La migración del ZCIT durante el verano austral coincide de forma casi simultánea con el ascenso de los centros de bajas presiones del frente polar Antártico hasta la misma latitud. Esta situación atmosférica general permite la llegada de masas de aire cargadas de humedad desde la cuenca Amazónica hasta los Andes Centrales.



**Fig. 20.** La alimentación de los glaciares de la ZVCA depende por completo de las fluctuaciones de la ZCIT. Los años de sequía suelen provocar pérdidas en el balance de masa (modificado a partir de Kaser *et. al.*, 2001).

Por esta razón, las precipitaciones tienden a concentrarse entre los meses de octubre y marzo, mientras que en el resto del año predomina la sequía. Dornsbuch (1998), estimó que la precipitación media anual en el altiplano peruano es de 600-800 mm/año, casi en su totalidad concentradas en la estación húmeda. Normalmente las lluvias se producen en forma de fuertes tormentas, normalmente durante las primeras horas de la tarde debido a la intensa insolación diaria (Aceituno, 1999; Garreaud, 2003).

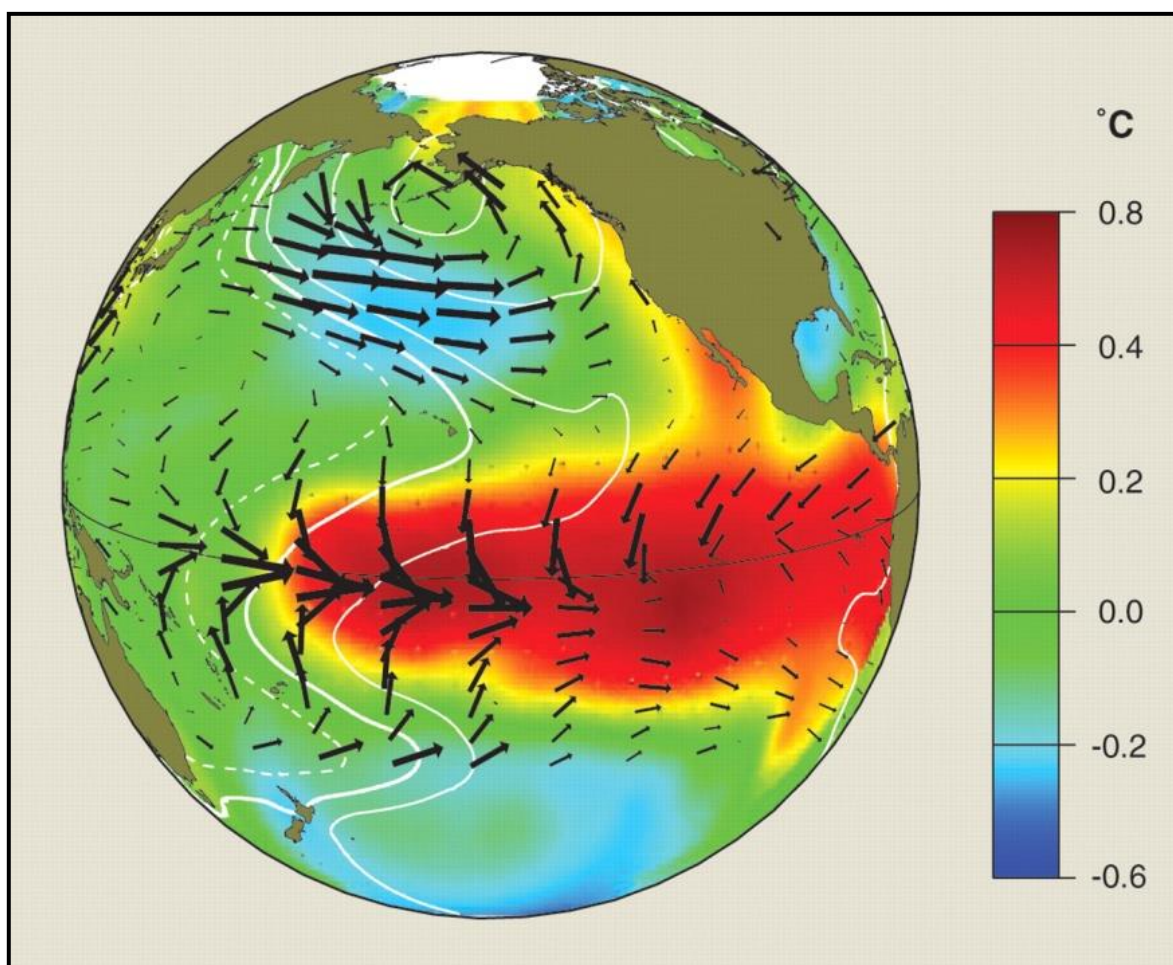
No obstante, a lo largo de su trayectoria hacia el oeste, las masas de aire se desnaturalizan, lo que implica una reducción paulatina de la concentración de humedad atmosférica. Por este motivo, el registro de precipitaciones es superior en la cordillera oriental y las lenguas de los glaciares pueden desplazarse hasta cotas más bajas.

#### 2.4.4. El fenómeno de “El Niño”: características generales y su impacto en el balance de masa de los glaciares Andinos.

El término “El Niño” fue asignado por los conquistadores españoles para referirse a una corriente oceánica cálida que aparecía en la costa durante la navidad. Pero fue al principio del s. XX cuando se observaron sus efectos con más detalle en el Océano Pacífico Oriental, donde el área de bajas presiones permanente situado sobre Indonesia y Australia es sustituida por centros de altas presiones procedentes del Pacífico Sur. Por estos cambios en la configuración de los sistemas de presión este fenómeno recibe también el nombre de Oscilación del Sur.

En la costa de Perú, durante los episodios intensos de “El Niño”, los sistemas de presión varían drásticamente cuando los vientos alisios se debilitan en exceso, provocando la desaparición de la Corriente fría de Humboldt y el debilitamiento o el desplazamiento del anticiclón del Pacífico Sur hacia latitudes más altas (Fig. 21).

Esta anomalía da pie a que se formen células convectivas frente a la costa Peruana que originan lluvias torrenciales, en ocasiones catastróficas (Gil Olcina y Olcina Cantos, 1997; Capel, 1999; Uriarte, 2003). En cambio, en el altiplano y la cordillera Andina las precipitaciones desaparecen por completo, dando lugar a una acusada disminución del aporte nival en las cabeceras de los glaciares.



**Fig. 21.** Cuando la Corriente de Humboldt está vigente el clima es seco mientras que si desaparece y es remplazada por aguas cálidas se producen fuertes lluvias en la costa del Océano Pacífico. Estas variaciones en la temperatura de la superficie marina alteran el patrón normal de lluvias en Suramérica (McPhaden, 2006).

Esta reducción drástica de las precipitaciones, quedó registrada en los testigos de hielo extraídos de los glaciares Zongo y Chacaltaya en Bolivia, lo que indica que este fenómeno ha sido común en el pasado. Entre 1991-1998 se observó que el balance de masa fue negativo en estos glaciares, lo que incluso provocó el ascenso de la Línea de Equilibrio Glaciar entre 200-300 metros (Francou y Sémiond, 1997; Wagnon, 1999).

La disminución de las precipitaciones durante “El Niño” también se ha observado en otros glaciares de la cordillera oriental centroandina como el Quelccaya ( $13^{\circ}55'S$ ,  $70^{\circ}50'O$ ), donde Thompson *et al.* (1984), reporta que las precipitaciones disminuyeron un 30% en los eventos de “El Niño” que existieron entre los años 1964 y 1983.



A pesar de los grandes avances realizados durante los últimos años sobre la influencia de los episodios de “El Niño” en el clima de los Andes Centrales, sería necesario profundizar más en su conocimiento. El problema reside en el escaso número de estaciones meteorológicas y en su distribución espacial, ya que existen amplias áreas sin registros climáticos. A esta situación hay que sumar el gran número de *huecos temporales* que presentan las series climáticas de las que se tiene registro, lo que limita enormemente la interpretación de los datos.

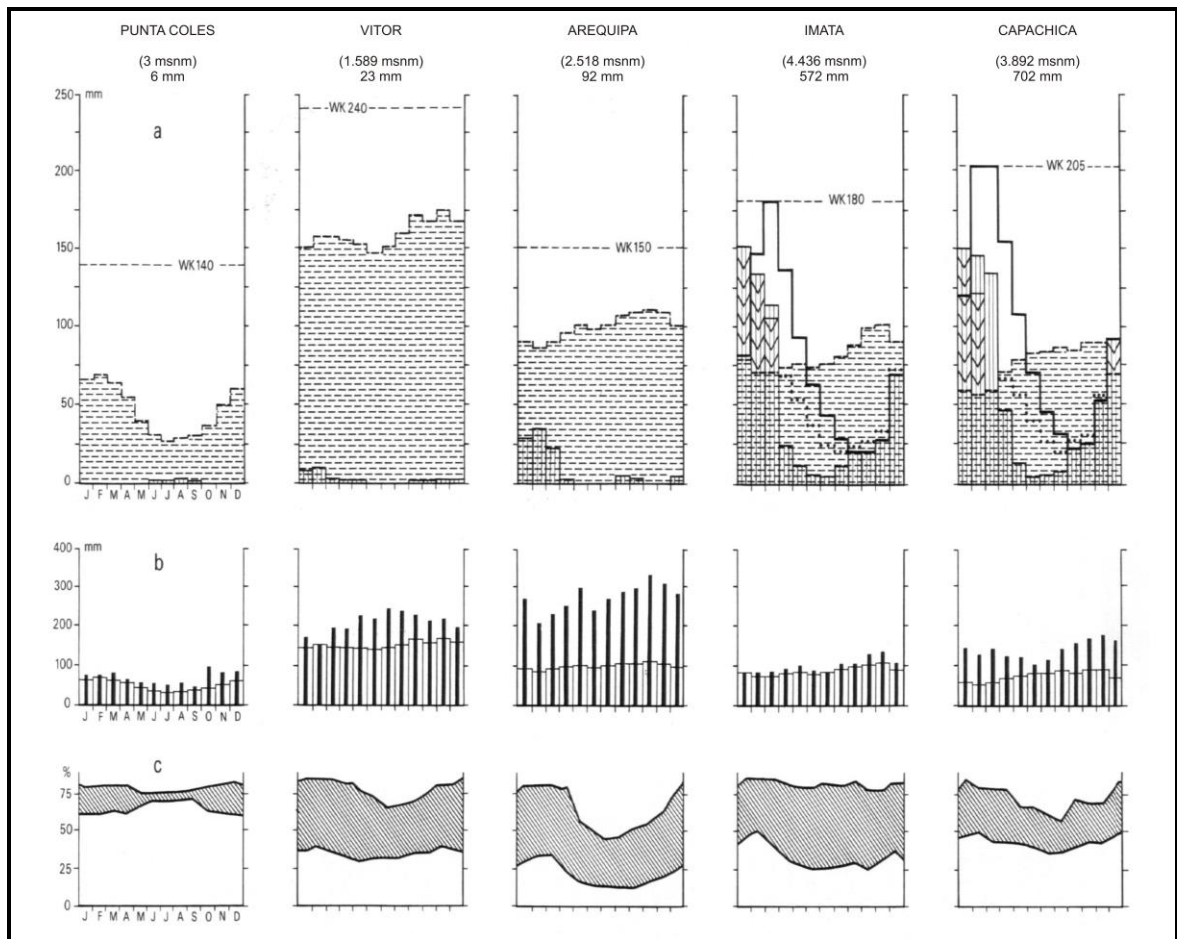
#### 2.4.5. Marco general del clima de la ZVCA.

A partir de los aspectos vistos hasta ahora sobre los factores oceanográficos y atmosféricos que condicionan el clima, a continuación se expone una síntesis de los aspectos que más influyen en el clima de la cordillera centroandina:

- La situación anticiclónica permanente y el afloramiento de la Corriente Fría de Humboldt en la vertiente Pacífica, provocan un acusado déficit hídrico anual en toda la región.
- El altiplano y los grandes estratovolcanes de la cordillera reciben una precipitación anual de 600 y 800 mm/año como consecuencia del desplazamiento hacia el interior del continente Suramericano del ZCIT y de las bajas presiones Antárticas entre octubre y marzo.
- Las precipitaciones experimentan una reducción gradual de norte a sur y desde el oeste hacia el este de la cordillera.
- En general, el gradiente térmico medio vertical desciende de forma directamente proporcional con la altitud. Los valores térmicos son considerablemente más bajos en las cotas más altas de los Andes que en la costa o el piedemonte. El único sector del territorio en el que esta pauta no se cumple es entre la costa y el piedemonte debido a la influencia de la Corriente Fría de Humboldt.

*2.4.5.1. Transecto entre las dos vertientes de la cordillera: la disminución de las precipitaciones de este a oeste.*

El marcado contraste pluviométrico entre la vertiente occidental, seca y cálida, con la oriental, más húmeda, se analiza a partir de los datos publicados por Richter (1981), registrados en una serie de estaciones meteorológicas localizadas en la costa, el piedemonte y el altiplano Andino. Las estaciones seleccionadas son las siguientes: Punta Coles (3 msnm), localizada al nivel del mar. Vitor (1.589 msnm); que se emplaza en el sector inferior de la rampa Andina; Arequipa (2.518 msnm), en la parte superior de la rampa; Imata (4.436 msnm), ya en el altiplano y por último Capachica en la Cordillera Oriental (3.892 msnm) (Fig. 22).



**Fig. 22.** (a) Balances hídricos, según Schmiedecken (1978), entre la costa del Océano Pacífico y la Zona Volcánica Central Andina de Perú. (b) Yuxtaposición entre la evapotranspiración potencial calculada (columna gris) y medida (columna negra). (c) Humedad media relativa atmosférica mínima y máxima diaria. Los datos proceden de cinco estaciones meteorológicas localizadas a diferentes altitudes: Punta Coles (3 msnm), Vitor (1.589 msnm), Arequipa (2.518 msnm), Imata (4.436 msnm) y Capachica (3.892 msnm) (Richter, 1981).

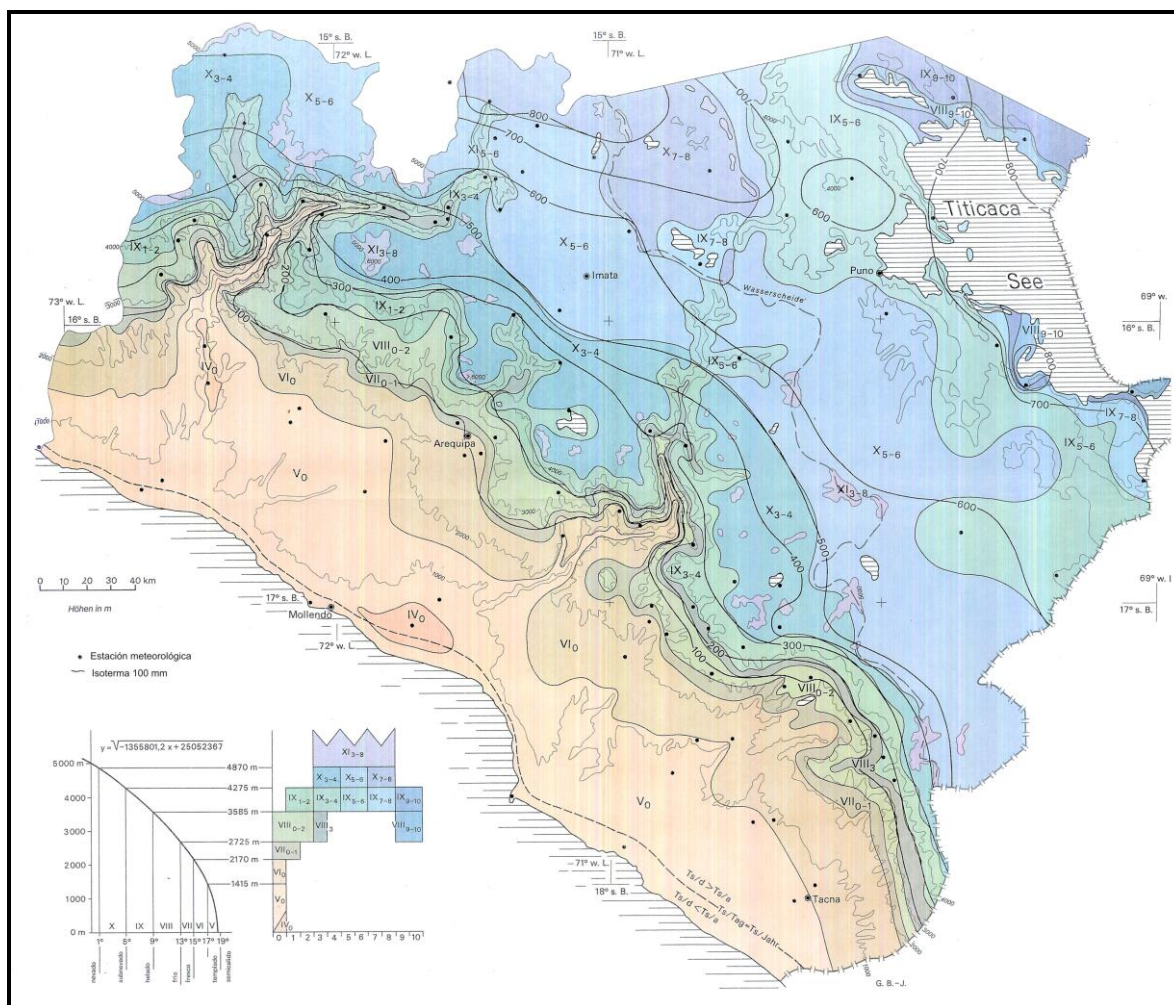
Los datos de la estación de Punta Coles, situada al nivel del mar, muestran con claridad la extrema y permanente aridez de la costa durante todo el año, al estar bajo la influencia del anticiclón del Pacífico sur y la Corriente fría de Humboldt. El promedio anual de precipitaciones está próximo a 0 mm.

Los efectos de la inversión térmica ocasionada por la Corriente de Humboldt en las capas bajas de la troposfera persisten en el piedemonte de la cordillera. Este hecho se refleja en los datos pluviométricos de la estación de Vitor, situada a 1.589 msnm, donde se registra una pluviosidad anual de 23 mm. Gran parte de esta cuantía se origina por la precipitación indirecta generada por la condensación de la escasa humedad que transportan las masas de aire procedentes del Océano Pacífico, cuando se elevan en la vertical al chocar con la cordillera.

A medida que se asciende por el piedemonte Andino, la aridez continúa siendo marcada aunque su intensidad desciende progresivamente. En la estación de la ciudad de Arequipa, situada a 2.518 msnm, las precipitaciones registradas comienzan a dar un pequeño salto cuantitativo, debido a su relativa cercanía al altiplano donde las lluvias son más abundantes durante los meses de verano.

En el altiplano y la cordillera el régimen pluviométrico ya es significativamente diferente (Fig. 23). Se diferencian dos estaciones bien marcadas, una seca que se extiende de abril a septiembre y otra húmeda que abarca desde octubre hasta marzo. Las precipitaciones de la estación húmeda se producen por la advección de masas de aire de componente este (procedentes de la Amazonía) que penetran hasta el altiplano. La precipitación media anual es de 572 mm en la estación de Imata, localizada en el altiplano a 4.436 msnm.

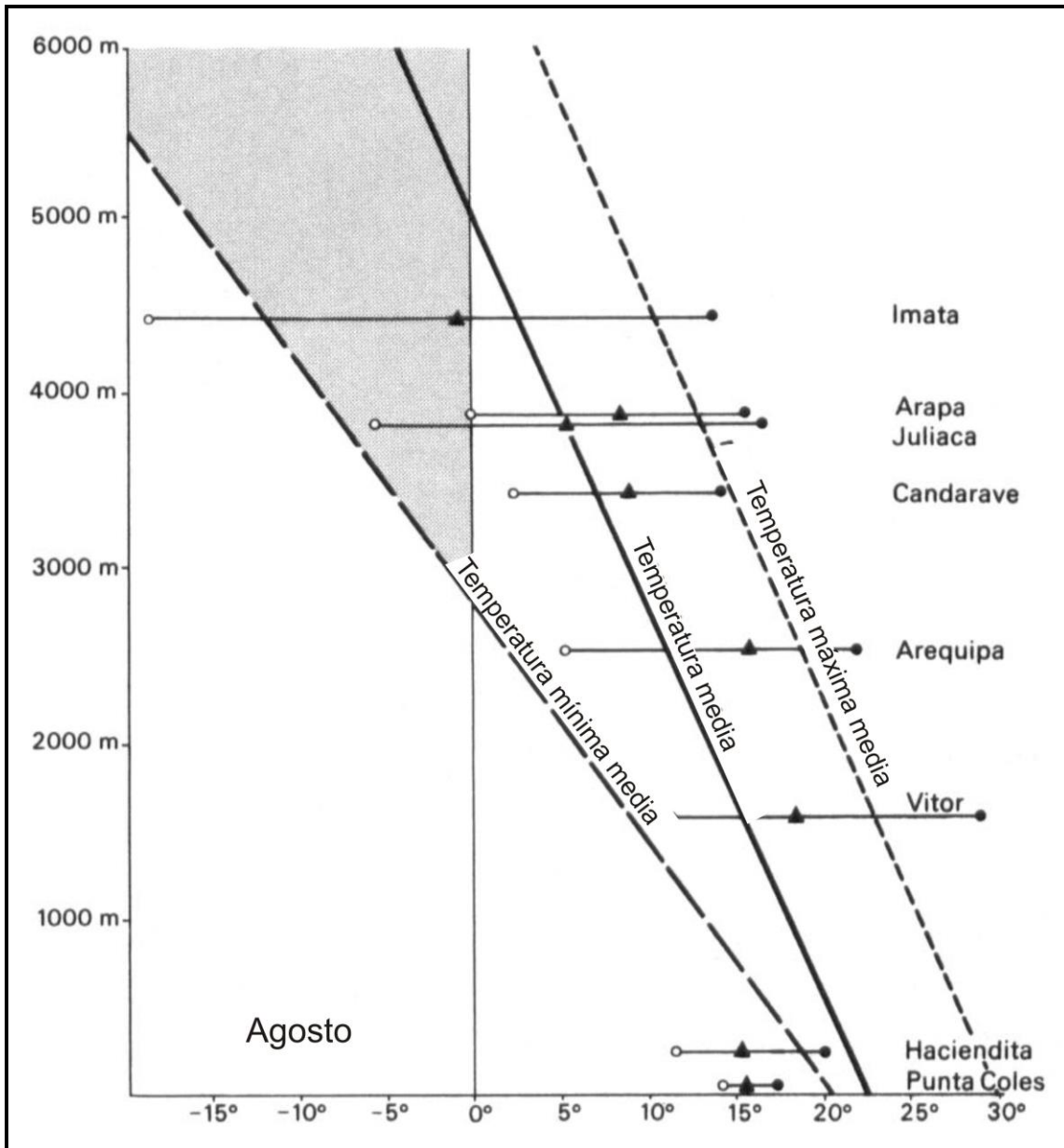
Hacia el este, las precipitaciones tienden a incrementarse. El sector este del altiplano y sobretodo la cordillera oriental reciben mayores precipitaciones debido a su mayor cercanía al área fuente de la humedad. Los datos de la estación de Capachica confirman esta tendencia al presentar un registro de 702 mm de precipitación anual, unos 130 mm que el altiplano. El incremento de la humedad en sentido zonal (oeste-este) es uno de los aspectos más relevantes del clima de los Andes Centrales. Este patrón limita el poblamiento, el crecimiento de la vegetación natural o la explotación de cultivos agrarios y restringe la alimentación de los glaciares a una época determinada del año.



**Fig. 23.** Mapa termo-pluviométrico de la Zona Volcánica Centroandina de Perú y su vertiente Pacífica. En función de las temperaturas, el territorio se divide en siete regiones: IV<sub>0</sub>: Semicálido; V<sub>0</sub> - VI<sub>0</sub>: Templado; VII<sub>0</sub>: Fresco; VIII<sub>0</sub>-10: Frío; IX<sub>0</sub>-10: Helado; X<sub>3</sub>-8: Subnevado; XI<sub>3</sub>-8: Nevado. Cabe destacar que las precipitaciones más elevadas se registran en la Cordillera (500-800 mm), mientras que en la costa del Océano Pacífico son mínimas (0-50 mm) (Richter, 1981).

#### 2.4.5.2. El régimen térmico en los Andes Centrales.

Richter, (1981) estableció un gradiente térmico vertical para el periodo invernal y otro para el estival. También utilizó los datos térmicos de las estaciones meteorológicas localizadas entre la costa y el altiplano (Fig. 24). De esta manera y como es lógico, observó que la temperatura media tiende a descender de forma directamente proporcional con la altitud.

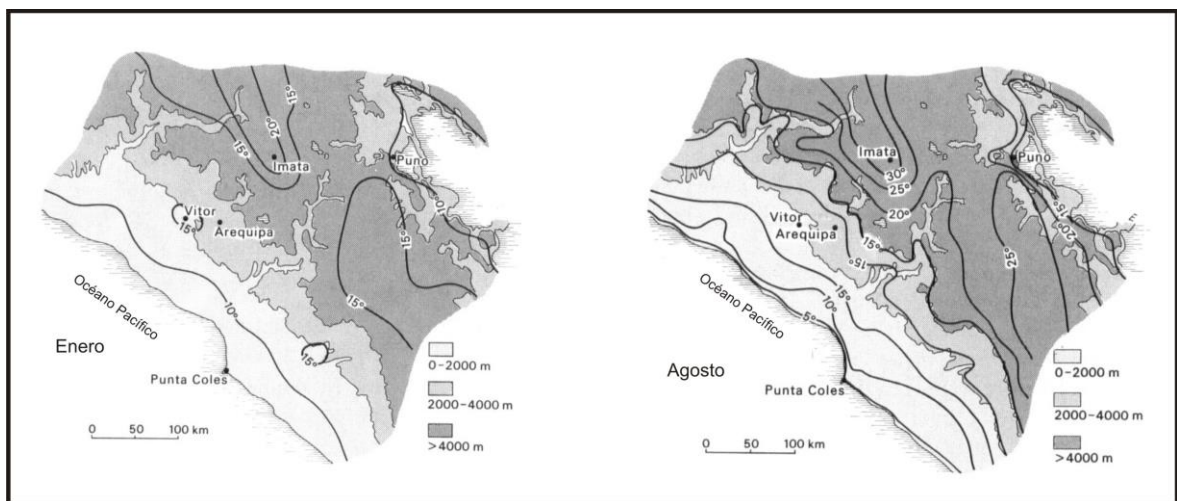


**Fig. 24.** Gradiente térmico vertical donde se representan las temperaturas medias obtenidas, entre otros, de los observatorios de Punta Coles, Vitor, Arequipa e Imata. En el altiplano (por encima de los 4.000 msnm) el rango térmico medio diario es muy amplio durante el verano austral, oscilando desde unos -20° C en la noche hasta 17° C en el día (Richter, 1981).



Esta tendencia solo se interrumpe en el piedemonte inferior y la costa donde se detecta una anomalía importante en las temperaturas medias anuales. En la costa la temperatura es aproximadamente entre 4 y 5° C de media inferior que en el piedemonte, cuando lo normal sería lo contrario. Al nivel del mar, según los datos que aporta la estación de Punta Coles el promedio es de 15° C, mientras que en las estaciones de Vitor y Arequipa, situadas a una altitud de 1.589 msnm y 2.518 msnm, es de 18° y 16° C respectivamente. Este incremento térmico se explica por la fuerte inversión térmica que genera la Corriente fría de Humboldt, alterando el comportamiento de las temperaturas en los primeros 2.500 m de la troposfera de esta región.

A partir de los 3.000 msnm, la temperatura media desciende sensiblemente, como muestran los valores recogidos a 4.000 msnm en la estación de Imata (Fig. 25). Aquí la temperatura media se sitúa a 5° C durante los meses de verano y ligeramente por debajo de 0° C durante el invierno.



**Fig. 25.** Mapas de amplitud térmica diaria de los meses de Enero y Agosto en la Zona Volcánica Centroandina Peruana y su vertiente Pacífica. No se observan fluctuaciones significativas en las temperaturas entre ambos meses, excepto en la cordillera donde oscilan entre 10° y 20° C (Richter, 1981).

Es destacable mencionar también las anomalías locales que provocan en la temperatura del aire los grandes volcanes de la cordillera que están activos. Palacios *et al.* (2009) refleja esta alteración ambiental en un estudio de temperatura del aire y el suelo en el volcán Misti mediante el análisis de los datos suministrados por una red de sensores térmicos Datalogger situados a distintas altitudes del edificio. El estudio concluye que los valores térmicos del aire son superiores a lo que les correspondería por los efectos del calor

geotérmico. Por ejemplo a una altitud de 5.740 msnm, la temperatura media es de 3° C mientras que a 5.455 msnm es de 2° C (Andrés *et al.*, 2011).

#### 2.4.6. Características generales de la vegetación.

En los Andes Centrales la altitud, la gran amplitud térmica y la aridez actúan como factores limitantes en el crecimiento de la vegetación. Bajo estas condiciones ambientales las especies tienen que desarrollar adaptaciones para poder sobrevivir. Además, durante siglos las comunidades vegetales han estado afectadas por el pastoreo, los incendios o han sido aprovechadas como combustible, lo que ha provocado la alteración de la vegetación climática e importantes cambios en su distribución y espectro biológico.

##### 2.4.6.1. Las formaciones vegetales principales. Distribución y características generales.

El género *Polylepis* está constituido por una veintena de especies arbóreas y de matorral (algunas de ellas endémicas) cuya mayor diversidad específica se localiza en la ZVCA. El aislamiento y la gran variedad de ambientes de esta cadena montañosa proporcionan numerosos nichos ecológicos, permitiendo a estos taxones tener más oportunidades para sobrevivir, incrementándose su riqueza florística y la tasa de endemidad.

Los bosques montanos y altoandinos están formados por especies del género *Polylepis* y su límite altitudinal se sitúa a 5.100 msnm (Mendoza, 2005). El taxón arbóreo más representativo es la Queñua (*Polylepis sp.*), con ejemplares que llegan a alcanzar los 15 metros de altura. Esta especie ha desarrollado una adaptación al frío consistente en que su corteza se deshoja y actúa como un aislante que protege al tallo de las bajas temperaturas. En el pasado estos bosques se extendían por amplias áreas del altiplano pero la presión antrópica ha disminuido intensamente su área de distribución hasta quedar refugiados en su mayoría sobre suelos pedregosos y poco evolucionados.

Las formaciones de matorral altoandinos son frecuentes, en unos casos son climáticos y en otros forman parte de etapas de sustitución de otras formaciones, como de los bosques de *Polylepis sp.* (Fig. 26). Se conocen con distintos nombres en función de la especie dominante y en ocasiones aparecen acompañados de gramíneas y cactáceas. La Tola (*Lepidophyllum quadrangulare*) es la especie más representativa y crece en las áreas más

secas. Segrega resina para evitar la alta evapotranspiración diaria. Tradicionalmente ha sido utilizada como combustible.



**Fig. 26.** Formación arbustiva al N del Nevado HualcaHualca; amplias áreas por debajo de los 4.800 msnm son colonizadas por distintas especies de matorral, como la *Lepidophyllum quadrangulare* (Tola) (Noviembre, 2005).

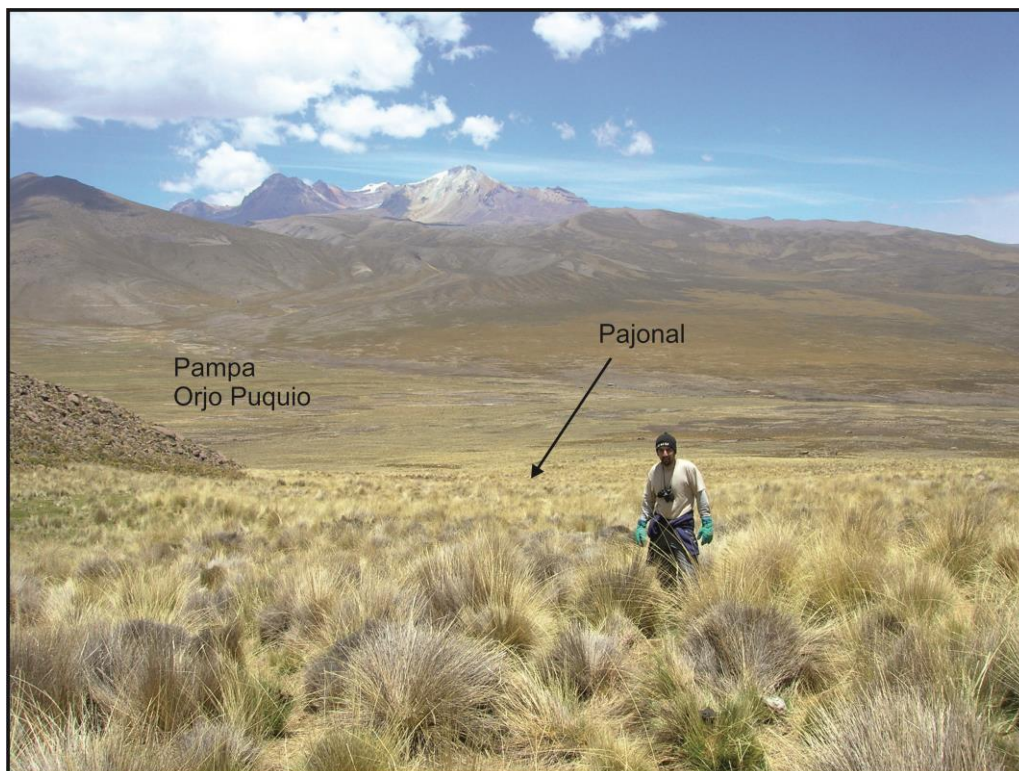
Las pampas están cubiertas por densas formaciones herbáceas que se conocen como pajonales (Fig. 27). En ellos son dominantes los géneros *Stipa* y *Festuca*, y constituyen la principal fuente de alimento de llamas, alpacas y vicuñas.

Por encima de los 4.500 msnm, cerca de las nieves perpetuas donde las condiciones climáticas son extremas, aparecen formaciones de plantas almohadilladas y arrosetadas que crecen pegadas al suelo. La especie más representativa es la yareta (*Azorella compacta*) (Fig. 28). Esta planta de intenso color verde puede colonizar varios metros de superficie y se calcula que puede llegar a vivir varios miles de años debido a su lento crecimiento.

En las áreas que fueron afectadas por la sobreexcavación de los glaciares en la última glaciación, aparecen turberas, conocidas localmente con el nombre de *bofedales*. Funcionan como trampas polínicas y sedimentarias y por esta razón han sido utilizadas para estimar la edad del último máximo avance glaciar en los Andes Centrales mediante radiocarbono.

En las cumbres, por encima del límite de las nieves perpetuas, el suelo está congelado durante gran parte del año, abundan las superficies rocosas y son frecuentes los glaciares. En este medio, solo pueden sobrevivir las comunidades liquénicas. Los líquenes también han sido útiles en los estudios de geomorfología glaciar y periglacial para datar la edad de los avances glaciares más recientes o formas como glaciares rocosos.





**Fig.27.** Denso pajonal que crece en la pampa Orjopuquio, al E del nevado HualcaHualca (Noviembre, 2005).

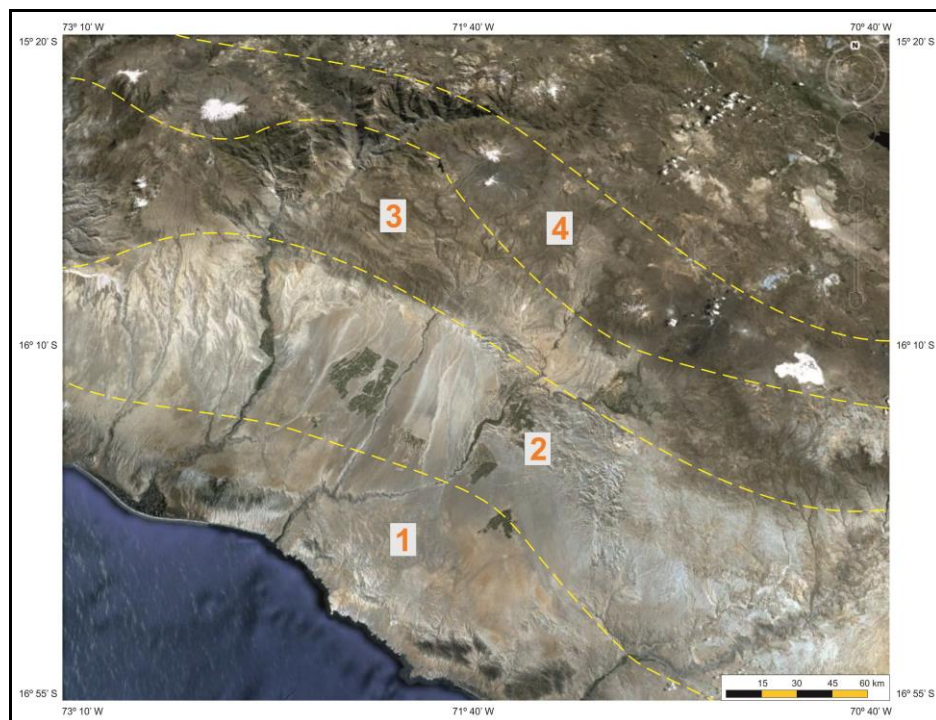


**Fig. 28.** Ejemplares de Yareta (*Azorella compacta*) en el Complejo Volcánico Ampato. Esta especie de la familia de las apiáceas crece en el piso supraforestal por encima de 4.800 msnm (Octubre, 2005).

#### 2.4.7. Pisos bioclimáticos. Transecto desde el oeste al este de la cordillera.

En este subapartado se realiza un transecto desde la hiperárida costa del Océano Pacífico hasta las cumbres más elevadas de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA), entre las cuales destaca el Complejo Volcánico Ampato. La mayor parte de los pisos presentan unas condiciones ambientales extremas, muy desfavorables para el desarrollo de cualquier forma de vida. Solamente en el piso bioclimático forestal tropical de montaña las plantas encuentran la humedad y temperatura necesaria para su crecimiento, aunque ha sido necesario que desarrollen numerosas adaptaciones para disminuir lo máximo posible la evapotranspiración o los daños que pueden provocar las bajas temperaturas.

El transecto comienza en la costa y termina en el ámbito glaciar de las cumbres Andinas. Posiblemente este territorio es una de las regiones del planeta con un mayor contraste paisajístico. Con el fin de contextualizar espacialmente los pisos bioclimáticos diferenciados, en primer lugar se muestran su localización general en una imagen de satélite (Fig. 29). Después se analiza cada piso bioclimático con detalle, para lo cual se cuenta con el apoyo de fotos realizadas durante las campañas de campo.



**Fig. 29.** Distribución general de los pisos bioclimáticos en la vertiente Pacífica de los Andes Centrales: 1. Piso hiperárido y árido. 2. Piso semiárido. 3. Piso forestal Andino. 4. Pisos frío y muy frío. (Google Earth, 2012).



Piso bioclimático hiperárido y árido. Se localiza en la costa y el sector inferior del piedemonte centroandino, hasta una altura aproximada de 1.300-1.500 msnm (Fig. 30). Las temperaturas anuales son suaves y constantes (media anual de  $\sim 20^{\circ}\text{C}$ ) aunque se sitúan por debajo de lo que les correspondería por latitud debido a la Corriente Marina de Humboldt.

En los periodos en los que “el Niño” aparece, estas condiciones estables cambian por completo y se producen lluvias intensas. El déficit hídrico que existe durante todo el año impide el desarrollo de vegetación vascular.



**Fig. 30.** La costa y el piedemonte occidental de los Andes Centrales es un medio extremadamente desfavorable para los seres vivos. La imagen corresponde a un sector del piedemonte, cerca de la ciudad de Arequipa (Octubre, 2005).

Piso bioclimático semiárido. Se restringe al sector superior del piedemonte Andino, dentro de un intervalo aproximado de 1.500-2.500 msnm. El régimen térmico es más suave que en el piso árido ( $\sim 15^{\circ}$ ) y las precipitaciones se caracterizan por su irregularidad (en su totalidad se concentran en el verano austral). En este ámbito la vegetación es escasa y se refugia en aquéllos espacios donde hay más humedad edáfica, como el interior de los

barrancos o quebradas. La mayor parte de las especies han desarrollado adaptaciones que les permite vivir en un ambiente donde la xericidad impera durante gran parte del año (Fig. 31).



**Fig. 31.** Algunas cactáceas, como la que se muestra en la imagen localizada en el piedemonte cerca de la ciudad de Arequipa, colonizan las áreas más favorables del piso bioclimático semiárido. Los periodos de sequía son muy prolongados y las precipitaciones puntuales y torrenciales (Agosto, 2004).

Piso bioclimático forestal tropical de montaña. Ocupa la franja altitudinal correspondiente al altiplano entre los 3.500 y los 5.000 msnm. En este territorio las temperaturas tienen una amplitud diaria importante que varía entre 20° y 25° C; mientras las precipitaciones son superiores a los pisos anteriores (~500 mm/anuales, concentrados entre los meses de diciembre y marzo). Dentro de este medio la vegetación potencial está constituida por formaciones arbustivas y arbóreas, como los bosques del género *Polylepis* (Fig. 32).



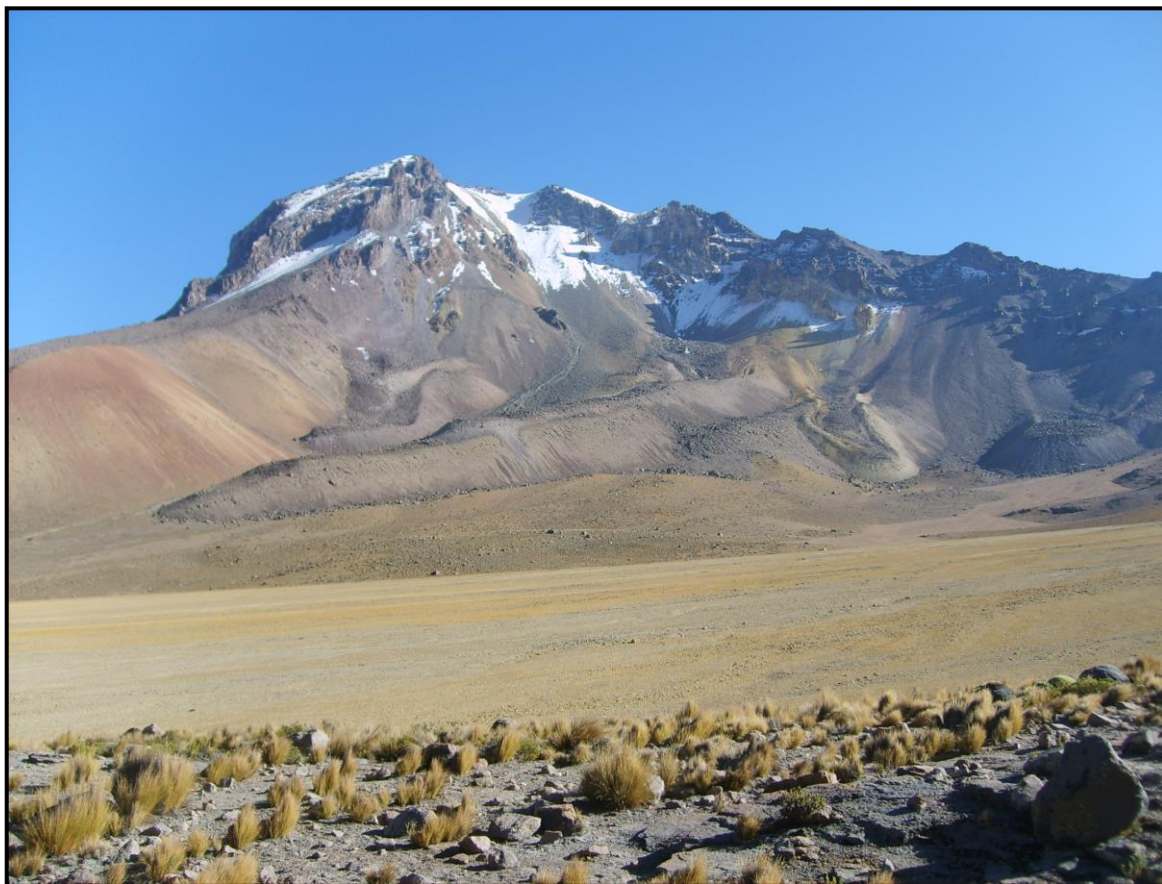
Amplias áreas ocupadas por estos bosques fueron roturadas para el pastoreo de llamas y alpacas y en menor medida para el desarrollo de ciertos cultivos agrícolas.



**Fig. 32.** Imagen de un ejemplar de Queñua (*Polilepys sp.*). Esta especie formó bosques que en el pasado ocuparon importantes áreas del altiplano (Noviembre, 2006).

Piso bioclimático frío. Se localiza en una franja que se extiende entre los 5.000 y los 6.000 msnm, entre la parte superior del altiplano y el límite de las nieves perpetuas (Fig. 33). La característica principal de este medio es la continua oscilación de la temperatura en torno a los 0° C a lo largo del día. En lo que se refiere a las precipitaciones, se producen generalmente en forma de nieve.

La vegetación es muy escasa, y solo durante la época favorable se desarrolla un tapiz de herbáceas en los espacios donde las condiciones edáficas y microclimáticas son más apropiadas para su desarrollo. En las áreas rocosas empiezan a crecer comunidades liquénicas aunque su crecimiento y diversidad es limitada debido a la intensa radiación solar.



**Fig. 33.** Cubierta herbácea en el Complejo Volcánico Chachani-Nocarane. Por encima de los 5.000 msnm la vegetación vuelve a ser muy escasa en los Andes Centrales ante las bajas temperaturas y la escasez de humedad ambiental (Julio, 2007).

Piso bioclimático frío extremo. Este piso se limita a las cotas más altas de la cordillera, por encima de 5.800 msnm, donde las temperaturas son lo suficientemente bajas para la formación y conservación de aparatos glaciares (Fig. 34).

En esta porción del territorio la temperatura media diaria se sitúa durante gran parte del día por debajo de 0° C y las precipitaciones (durante la estación húmeda) son en forma de nieve. La vegetación vascular está ausente y solo crecen algunas especies de musgos y líquenes en las superficies rocosas desprovistas de hielo. Este ambiente todavía existe en ciertas áreas como en las cumbres del Complejo Ampato, pero el ascenso térmico iniciado a mediados del siglo pasado ha provocado una pérdida sensible de su superficie.





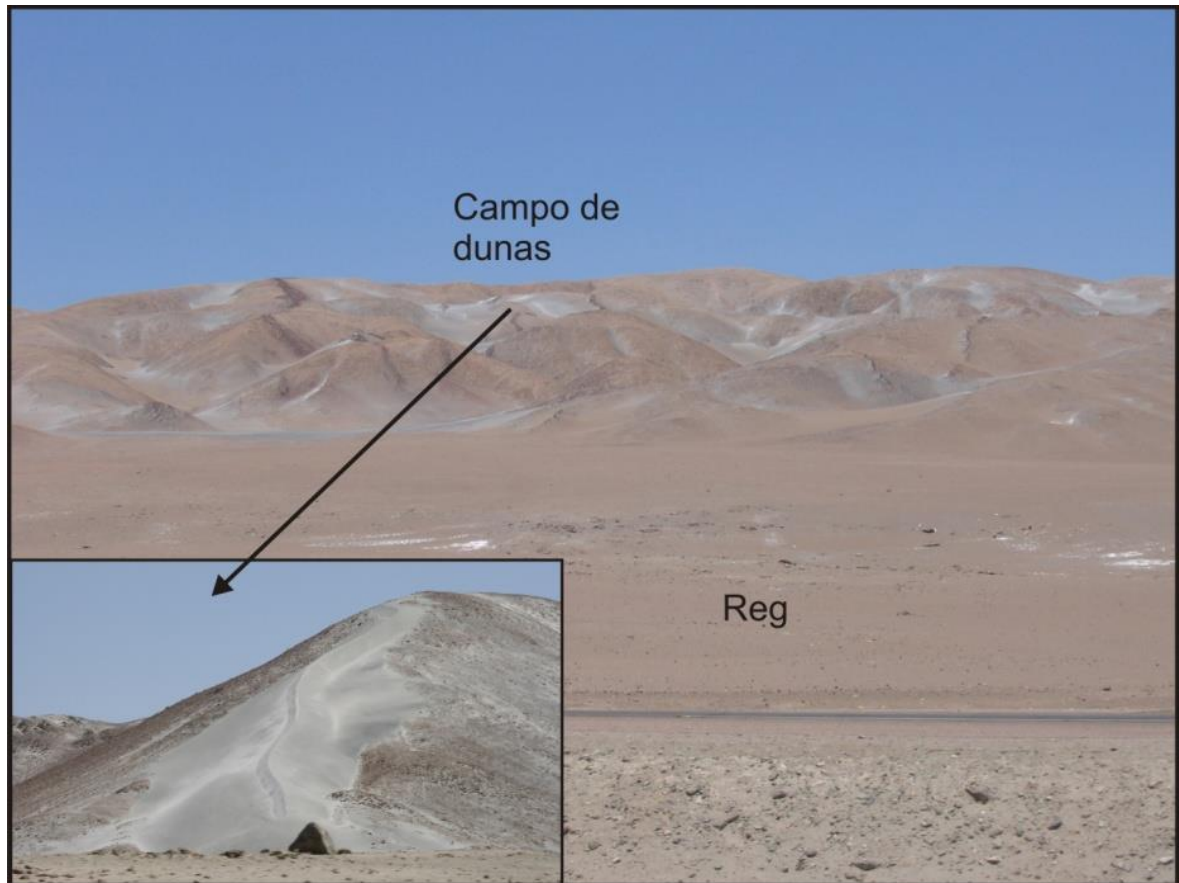
**Fig. 34.** El nevado HualcaHualca tiene una importante superficie glaciar. Estas masas de hielo durante los últimos años han experimentado un intenso retroceso (Octubre, 2005).

#### 2.4.8. Pisos morfoclimáticos. Transecto desde el oeste al este de la cordillera.

Una vez explicados los pisos biolimáticos que existen en la vertiente occidental de la ZVCA, a continuación se expone otra zonificación de este territorio pero en este caso con una perspectiva geomorfológica. En cada piso diferenciado existen una serie de procesos, controlados por el clima, que generan formas del relieve que los caracterizan. Otros factores como la pendiente, orientación o la naturaleza del material son también importantes a la hora de generarlos pero su papel pasa a ser secundario.

Piso morfoclimático hiperárido y árido. En esta franja del territorio, el déficit hídrico permanente y las temperaturas cálidas reducen a la mínima expresión los procesos morfogenéticos ligados al agua. De esta forma, y ante la falta de fitoestabilización, el agente de modelado principal pasa a ser el viento, dando lugar en las áreas donde hay obstáculos topográficos a formas del relieve como las dunas (Fig. 35) y otras formas de

acumulación eólica. Las dunas están formadas por materiales de textura arenosa o limosa y por lo general aparecen en el lado opuesto a la dirección de los flujos de viento dominantes.



**Fig. 35.** Vista del piso morfoclimático hiperárido y árido: costa y piedemonte en la vertiente Pacífica de la ZVCA en Perú. Este territorio es favorable para el desarrollo de formas eólicas acumulativas. Su movilidad y las condiciones de aridez extrema no permiten el crecimiento de ningún tipo de vegetación (Octubre, 2005).

Piso morfoclimático semiárido. Bajo esta denominación se diferencia una franja del territorio donde predominan procesos ligados a la arroyada laminar. Esta modalidad genera flujos turbulentos en los que el agua, tras un episodio puntual de intensas precipitaciones, acarrea elevadas cantidades de material suelto grueso y fino. Las formas resultantes son voluminosos abanicos aluviales muy comunes en el paisaje del piedemonte Andino (Fig. 36). En un pasado no muy lejano estos eventos debieron tener una gran energía, ya que los depósitos de este tipo se extienden por extensas áreas e incluso llegaron a la costa.

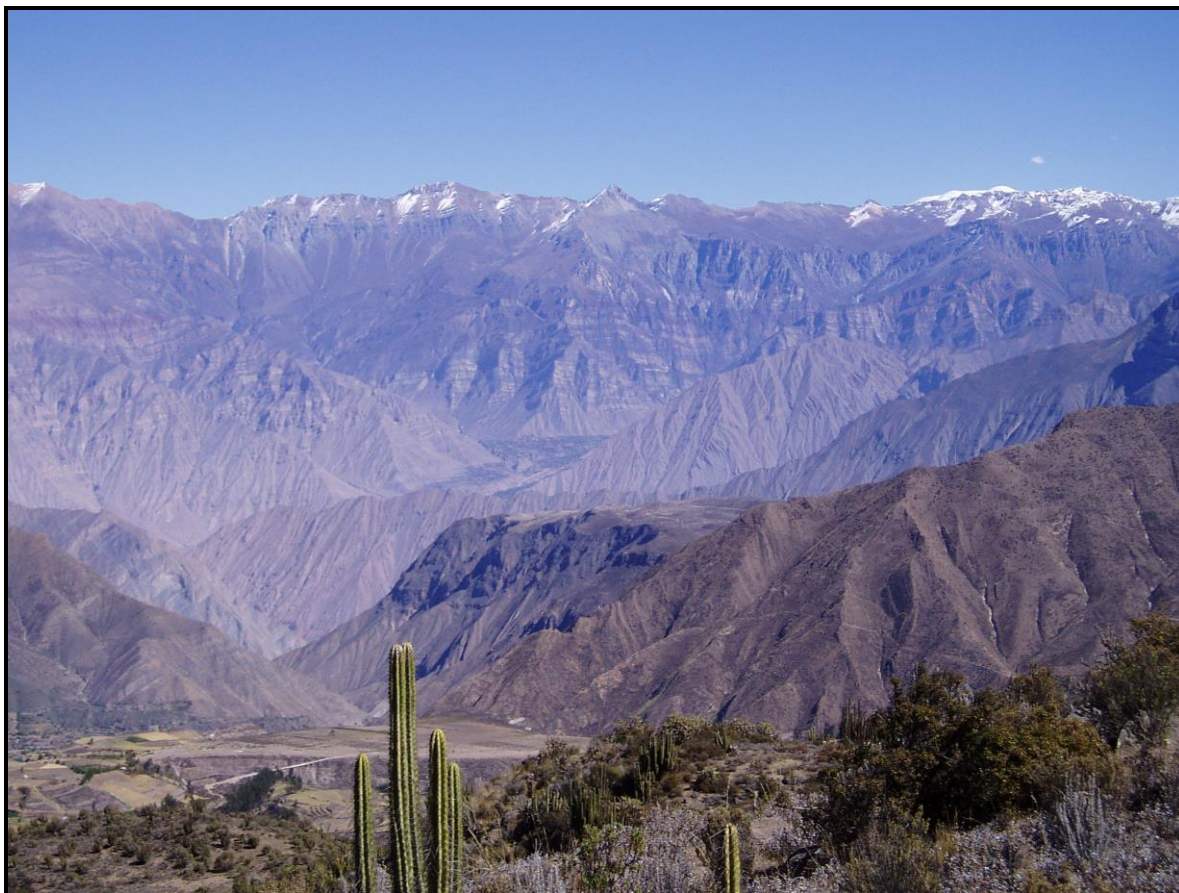




**Fig. 36.** Los abanicos aluviales son la formas del relieve más características del piso morfoclimático semiárido (Octubre, 2005).

Piso morfoclimático templado forestal Andino. Esta franja se caracteriza por el desarrollo de una cubierta vegetal arbórea o arbustiva que impide o limita la actuación de los procesos geomorfológicos sobre los afloramientos rocosos.

Sin embargo la transformación de este espacio por la actividad humana ha provocado que se activen los procesos relacionados con la arroyada concentrada (los episodios de lluvias son más amplios en el tiempo), en las áreas donde la vegetación natural ha sido roturada o tiene un alto nivel de degradación. Además la mayor parte del sustrato está compuesto por depósitos volcaniclásticos susceptibles a la erosión, lo que facilita el acarcavamiento de las laderas y la formación de barrancos (Fig. 37).

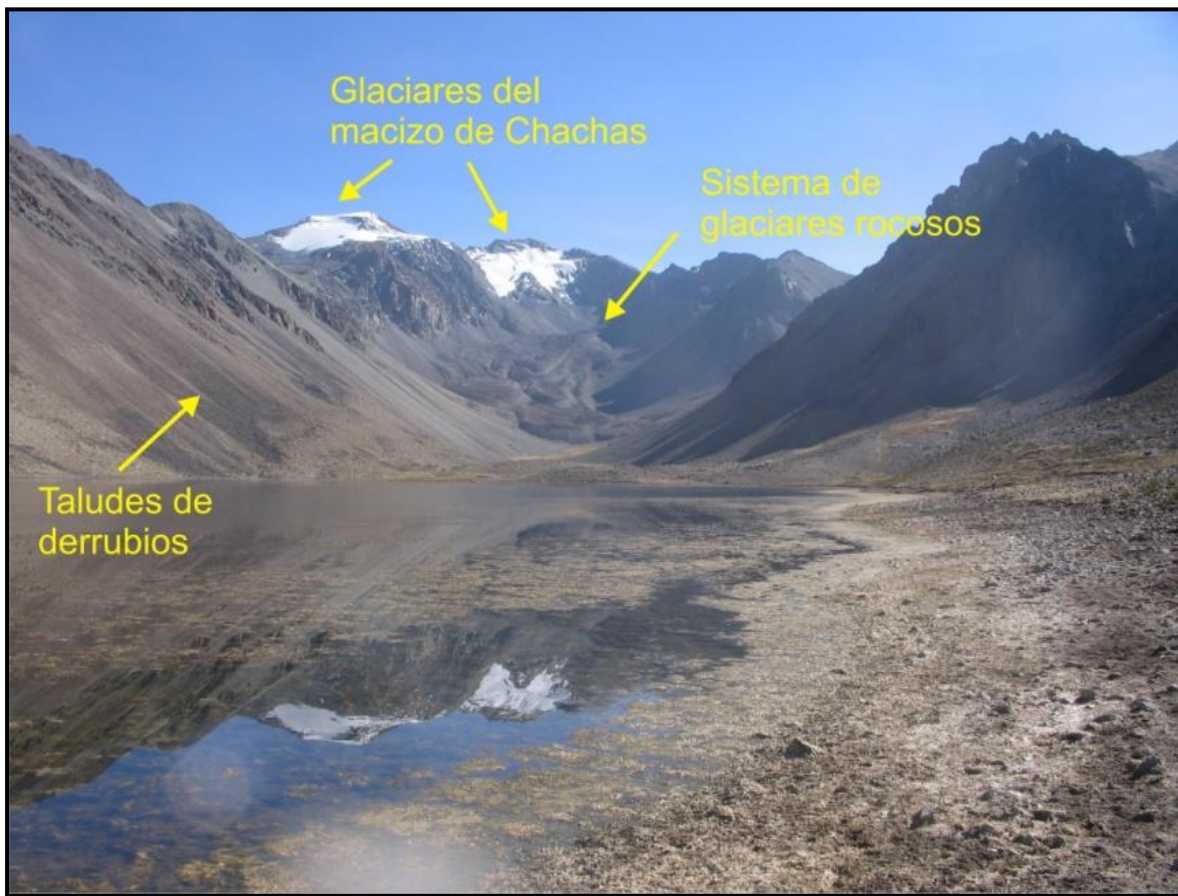


**Fig. 37.** El acarcavamiento del material volcánico es el proceso geomorfológico principal cuando desaparece la vegetación del piso morfoclimático forestal Andino (Octubre, 2005).

Piso morfoclimático periglacial Andino. En este medio la variable principal que condiciona el funcionamiento de los procesos geomorfológicos es la temperatura. El paso reiterado por el umbral de congelación durante el día, fatiga la roca y acaba por fracturarse. El aporte de detritos se incrementa cuando las vertientes se orientan hacia el S-SE y la pendiente es elevada. Las formas más comunes son los taludes de derrubios, sobretudo en las laderas de los valles glaciares.

Otra forma menos abundante, pero de gran interés para los estudios paleoclimáticos son los glaciares rocosos (Fig. 38). Su génesis requiere de la integración de varios factores: por un lado requieren paredes escarpadas donde la gelifracción sea capaz de aportar abundantes partículas, y por otro una orientación favorable (sur-sureste). Por último, cabe destacar la presencia de suelos ordenados localizados en los espacios donde la topografía es plana o tiene poca pendiente. En las áreas encharcadas pueden encontrarse céspedes

almohadillados o *thufures*. El piso periglacial Andino ha ampliado su superficie durante los últimos 20.000 años, cuando los glaciares comenzaron a retroceder.



**Fig. 38.** La región de Chachas conserva una amplia variedad de formas del relieve típicas del piso periglacial. En el fondo de la imagen pueden observarse glaciares rocosos que fluyen por las paredes de los circos glaciares y taludes de derrubios que cubren las márgenes del valle de origen glaciar (Octubre, 2005).

Piso morfoclimático glaciar Andino. En la actualidad su dominio queda confinado a las cimas de los grandes estratovolcanes de la cordillera, por encima de los 5.500 msnm (Fig. 39). No obstante esta cota varía en función de la posición geográfica debido al descenso progresivo de la cantidad de precipitaciones de N a S y de E a W.

De este comportamiento de las lluvias se deduce por qué las montañas con más de 6.000 m de altitud, como el Complejo Chachani situado a 70 Km al SE del Complejo Ampato, no tienen glaciares en la actualidad. Además, en las últimas décadas los procesos ligados a la acción glaciar han perdido competencia debido al retroceso que están experimentando la mayoría de los glaciares ante el ascenso global de la temperatura. La última vez que las



masas de hielo tuvieron la capacidad de modificar el paisaje se remonta al s. XIX, cuando tuvo lugar la Pequeña Edad del Hielo.



**Fig. 39.** En el Complejo Ampato y otros edificios volcánicos de la ZVCA, el piso glaciario se limita a las cotas más elevadas (Octubre, 2005).

En cambio durante la última glaciación este piso ocupó un territorio mucho más amplio, expandiéndose en algunos puntos hasta los 3.500 msnm. El descenso de los glaciares provocó una intensa transformación del paisaje de la cordillera dando lugar a un amplio espectro de formas tanto erosivas (circos glaciares, superficies pulidas y estriadas) como acumulativas (cordones morrénicos, arcos morrénicos y morrenas de ablación). En algunas áreas la erosión fue muy eficaz debido a la debilidad del material y a las fuertes pendientes.

Todos los pisos morfoclimáticos descritos han estado en permanente dinamismo. Prueba de ello es que en el área de estudio, dentro de un medio morfoclimático adaptado al clima actual, se conservan relieves heredados formados bajo otras condiciones ambientales. Los dominios glaciario y periglaciario son los que más han evolucionado en los últimos 20.000

años, coincidiendo con el comienzo de la deglaciación. Así los espacios donde el hielo retrocedía pasaban a formar parte del dominio periglaciario. En la actualidad esta dinámica continúa, e incluso se ha acelerado debido al calentamiento general del clima de la Tierra.

En el piedemonte también se observan cambios relacionados con el avance del medio desértico hasta niveles altitudinales superiores donde predominaban los procesos ligados a la arroyada. Otro elemento que ha influido en su avance es la actividad agrícola y ganadera intensiva desarrollada durante las últimas décadas.

Por su parte el piso forestal, debió presentar una distribución más restringida durante la última glaciación. En cambio al suavizarse el clima en el Holoceno, la vegetación encontró nichos con unas condiciones mínimas para su desarrollo que permitieron su expansión. Este proceso de nuevo volvió a cambiar, en este caso no por factores climáticos sino por la llegada de los primeros grupos humanos al altiplano, lo que provocó un nuevo retroceso de la superficie forestal, con un mayor impacto sobre las formaciones arbóreas.

## 2.5. Estado de conocimiento de la evolución glaciaria en los Andes Centrales.

En este apartado se expone la información publicada sobre el grado de conocimiento de la evolución glaciaria y de sus factores paleoclimáticos en los Andes Centrales, constituyendo el punto de partida para comparar los datos obtenidos en el análisis glaciario del Complejo Ampato.

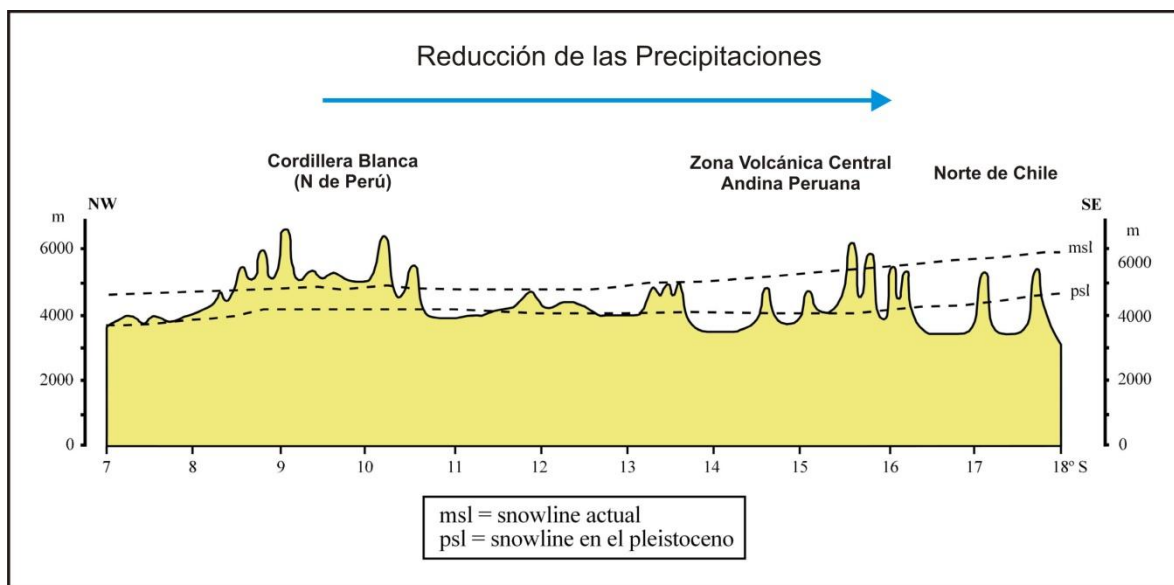
Durante los últimos años el interés sobre el glaciario en los Andes Centrales se ha incrementado notablemente, reflejándose en el número de publicaciones sobre este tema. Entre ellas cabe destacar la obtención de dataciones absolutas de la Máxima Extensión Glaciaria (MEG) y de las fases de *reavance* post-MEG, que permiten enriquecer los modelos de evolución climática regional. Sin embargo se conoce poco sobre la entidad de la última glaciación en este territorio, de la presencia de fases neoglaciares e incluso sobre la existencia e importancia de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

### 2.5.1. La Línea de Equilibrio Glaciario (LEG) actual en los Andes Centrales.

La Línea de Equilibrio Glaciario (LEG) se define como la altitud media que separa la zona de acumulación y ablación de un glaciar, donde la acumulación anual de nieve es igual a la ablación, de forma que el balance de masa es igual a 0 (Serrano y González Trueba, 2004). La LEG es un parámetro glaciológico utilizado para reconstruir las condiciones ambientales que existieron en el pasado (especialmente la temperatura), mediante la estimación del diferencial entre la LEG actual y las LEGs de los avances glaciares pasados.

En los Andes Centrales se ha observado que su posición varía en función de la latitud y la orientación, al parecer en estrecha relación con las precipitaciones que disminuyen progresivamente hacia el sur y en las vertientes orientadas al oeste de la cordillera, debido a la influencia del anticiclón Boliviano (Fig. 40) (Hastenrath, 1985; Seltzer, 1990; Klein y Isacks, 1998 y Smith *et al.*, 2005).

En las áreas más húmedas, como en la Cordillera Blanca (N de Perú), la LEG se encuentra a una altitud de 4.800-5.000 msnm (Seltzer, 1990), mientras que en la ZVCA se localiza a 5.420 msnm de promedio (Nevado Sara Sara: 5.200 msnm; Nevado Solimana: 5.430 msnm y 5.640 msnm en el Nevado Coropuna (Smith *et al.*, 2005).



**Fig. 40.** Comparativa entre la altitud de la LEG actual y la del Pleistoceno. La LEG en gran parte depende de las precipitaciones lo que explica porque disminuye de norte a sur y de este a oeste en la ZVCA (Modificado a partir de Hastenrath, 1967).

Los estudios realizados sobre las LEG moderna en la ZVCA son escasos; entre ellos, destacan los trabajos de Dornbusch (1997, 2000, y 2002) quien realizó estimaciones en los nevados SaraSara, Solimana y Coropuna, a partir de las fotografías aéreas de 1955, obteniendo medias para cada glaciar en base a los datos proporcionados por el inventario de glaciares de Ames *et al.* (1988).

Los resultados obtenidos son: 5200 msnm para el SaraSara (15° 19' 11''S, 73° 27' 1''W, 5505 msnm), 5430 msnm para el Solimana y 5640 msnm en el Coropuna (15°3' 37''S 72°38' 5'' W, 6377 msnm). Es destacable que incluso en una distancia tan corta como la que existe entre los volcanes citados, se puede observar un paulatino incremento de la LEG hacia el sur seguramente relacionado con el descenso, a escala local, de las precipitaciones (el SaraSara se encuentra a una latitud más septentrional que el Solimana y el Coropuna).

Más recientemente Úbeda *et al.* (2009 a) aporta también datos sobre el Coropuna para 1955, a partir de fotos aéreas. Estos autores estiman que la LEG en la vertiente norte del Coropuna se sitúa a 5920 msnm y a 5810 msnm en la Sur a partir del método Area x Altitude Balance Ratio (AABR). La media de la LEG de ambas vertientes es de 5865 msnm, 224 m más alta que la propuesta por Dornbusch en el mismo volcán y en la misma fecha, lo cual parece estar relacionado con la aplicación de métodos diferentes.



Hacia el Sureste de la ZVCA, concretamente en el volcán Parinacota ( $18^{\circ}10'0''\text{S}$   $69^{\circ}9'0''\text{W}$ , 6348 msnm), también se ha calculado la LEG actual. En este caso el valor obtenido oscila entre 5400 y 5700 msnm, aunque al parecer estos datos son imprecisos (Amman *et al.*, 2001).

Otras cordilleras cuentan con más estudios pero presentan unas condiciones ambientales muy diferentes, como los Andes del Norte de Perú (Cordillera Blanca o el Plano de Junín), donde las LEGs están hasta 1000 m más bajas, que en la ZVCA, (Hastenrath, 1985, 2009; Wright, 1983, 1984; Seltzer, 1990; Rodbell, 1991, 1992; Klein y Isacks, 1998; Smith *et al.*, 2005 a y 2008; Mark *et al.* 2005; Condom *et al.*, 2007; Vuille *et al.*, 2008).

Este descenso significa que el balance de masa de estos glaciares presenta un aspecto más positivo que en la ZVCA por la presencia de más humedad. Algo parecido ocurre con la Cordillera Oriental Centro-andina, donde en montañas con similar altitud, presentan también una LEG más baja al recibir muchas más precipitaciones desde la Cuenca Amazónica.

Es el caso de la Cordillera Vilcanota (Mercer y Palacios, 1977; Mark *et al.*, 2002) o la Cordillera Real Boliviana (Seltzer, 1990; Seltzer *et al.*, 1995; Wagnon *et al.*, 1999), donde se encuentran LEGs ~700 m por debajo que en la ZVCA durante el mismo periodo. Este contraste manifiesta que las precipitaciones son muy importantes en el comportamiento de la LEG y explica las diferencias existentes entre los Andes áridos y húmedos (Hastenrath, 1967, 1985, 2009; Klein y Isacks, 1998; Smith *et al.*, 2005 a y 2008; Condom *et al.*, 2007; Vuille *et al.*, 2008).

#### 2.5.2. La Paleo-LEG durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en los Andes Centrales.

Este término (MEG) se refiere a la máxima extensión de hielo y al nivel del mar más bajo que existió durante la última glaciación a escala planetaria (Clapperton, 1991; Ehlers y Gibbard, 2006; Mix, *et al.*, 2001). La estimación de la paleo-LEG durante el MEG en los Andes Centrales fue calculada en 4.200 msnm de promedio para las vertientes orientadas al este y en 4.500 msnm en las del oeste (Hastenrath, 1967). Es decir, la vertiente E por ser la

de mayor humedad favoreció que la LEG se emplazara 300 m más abajo que la W. En opinión de Klein y Isacks (1998) esta cifra es mayor, entre 500 - 800 m.

Dornbusch (1997, 2000, y 2002) calculó la paleo-LEG de este periodo, a partir de la colección fotográfica de 1955 y el método AAR. En el Nevado SaraSara obtuvo una paleo-LEG media de unos 4.700 msnm, con una depresión de 500 m con respecto a la de 1955. En el Solimana la paleo-LEG media era de 4970 msnm, también con una depresión aproximada de 500 m. Por último en el Coropuna era de 4750 msnm para la vertiente sur, y una depresión de 670 m.

Smith *et al.* (2005), también aporta datos al respecto; para la ZVCA el descenso se estima en 200-800 m y en la Cordillera Oriental, entre 1.000-1.200 m, con respecto a los valores actuales. Más reciente Úbeda *et al.* (2009 a) aplicó el método AABR para ambas vertientes del Coropuna. El resultado que obtuvo fue una LEG media de 5070 msnm y una depresión de unos 850 m.

La aplicación de métodos diferentes para calcular la paleo-LEG puede explicar la variabilidad de los datos existentes. Bromley *et al.* (2011a), también en el Coropuna, obtiene con el método *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM) una paleo-LEG media de 5.170 msnm en la cara norte y 4.745 msnm en la sur. Los resultados con la técnica *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR) (0.28 de ratio) fueron similares. La diferencia de la LEG habría sido de 550-575 m en la cara norte del Coropuna y de 630-640 m en la sur.

Depresiones de la LEG entre el MEG y la actualidad, próximas a los 1000 m, han sido citadas en modelos generales de distribución de los glaciares pleistocenos centro andinos (Klein y Isacks, 1998; Hastenrath, 2009) concretamente al N de la Cordillera Oriental y en la Cordillera Blanca (Rodbell, 1991, 1992).

Depresiones menores han sido citadas en los llanos de Junín (Wright, 1983, 1984; Smith *et al.*, 2005 a, y 2008; Ramage *et al.*, 2005), donde estaría entre 200 y 500 m, de sólo 170 m en la Cordillera de Vilcanota (Mercer y Palacios, 1977; Mark *et al.*, 2002) y de 220-360 m en la Cordillera Real Boliviana (Seltzer, 1992), con la excepción de algunas áreas en esta

misma cordillera donde se identifican diferencias altitudinales de hasta 850 m (Seltzer *et al.*, 1995; Wagnon *et al.*, 1999).

En el MEG la circulación general atmosférica en Suramérica se caracterizó por el desplazamiento al sur de la zona de baja presión ecuatorial, lo que provocó un incremento en las precipitaciones (Hastenrath, 1967). De este modo todo parece indicar que las precipitaciones tienen una mayor relevancia que las temperaturas en el control de la LEG y en el balance de masa de los glaciares. Con esta hipótesis la expansión glacial durante la última glaciación se habría producido no solo por un acusado descenso térmico, sino también por un incremento importante de la pluviosidad (Fox y Strecker, 1991; Klein y Isacks, 1998).

También existen evidencias geomorfológicas que corroboran ese cambio en la tendencia de las precipitaciones; en Arequipa y Molledo se encontraron sedimentos fluviales cubiertos por depósitos de arena eólica dentro de *wadis* y antiguas formaciones de caliche (Machare, *et al.*, 1990).

Los depósitos aluviales de la región costera también se han relacionado con cambios climáticos en el altiplano. En este sentido Steffen *et al.* (2010) vincula fases de acumulación de sedimentos y la formación de terrazas fluviales en la cuenca del Majes (Arequipa) con fases húmedas y secas en el altiplano. Con la ayuda de dataciones mediante luminiscencia de los depósitos determinó 3 fases acumulativas principales: una antigua entre 110.0 y 100.0 Ka, otra intermedia entre 60.0-50.0 Ka y la más reciente hace 12.0-8.0 Ka.

En el altiplano se correlacionan con la formación de los paleolagos Ouki, Minchin, Tauca y Copaisa. También es posible que algunos de estos depósitos estén vinculados con precipitaciones producidas durante eventos “*El Niño*” (Machare *et al.*, 1990). Finalmente también se han relacionado las terrazas fluviales, en la costa central y de la cuenca Amazónica con fases glaciares (Machare *et al.*, 1990).

### 2.5.3. Fases glaciares anteriores a la última glaciación en los Andes Centrales.

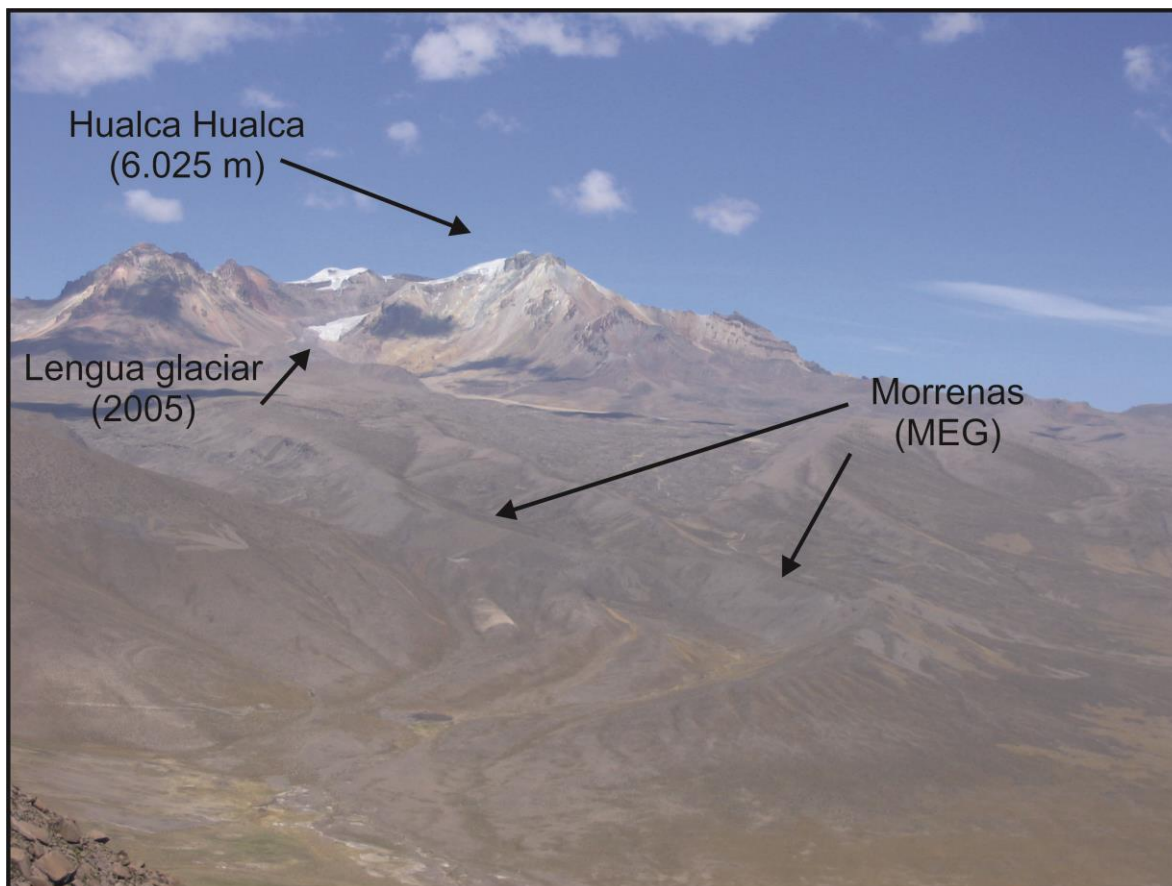
En el hemisferio sur, las evidencias glaciares no son tan frecuentes como las que existen en la mitad norte del Planeta. En esto tiene que ver la existencia de una menor superficie continental, exceptuando a la Antártida que ha estado ocupada por un casquete glaciar desde el inicio del Cenozoico. En Suramérica sólo en los territorios situados más al sur o en los espacios más elevados se conservaron las masas de hielo (Ehlers y Gibbard, 2006).

En los Andes Centrales, el período de levantamiento tectónico más importante tuvo lugar a fines del Plioceno, época en que el orógeno alcanzó la altitud suficiente para ser afectado por las glaciaciones (Hastenrath, 1967). A partir de ese momento, los glaciares se expandieron y cubrieron importantes superficies por encima de la cota de los 3.000 msnm, de ahí que se puedan encontrar distintas formas características de la morfología glaciar a esta altitud (circos, horns, aristas, valles en U y gran variedad de depósitos morrénicos (Fig. 41) (Hastenrath, 1985; Clapperton, 1983). La glaciación más antigua registrada se estima que ocurrió hace 160.0 Ka (Blard, *et al.*, 2009).

### 2.5.4. La cronología de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en los Andes Centrales.

A partir de la morfología de los depósitos morrénicos existentes (Fig. 41) e imágenes de satélite Landsat TM, se ha podido realizar una cartografía de los paleoglaciares del MEG en los Andes Centrales. Se estima que en este territorio había aproximadamente 11.000 glaciares, que ocupaban una superficie de 29.800 km<sup>2</sup> y tenían un volumen total de 3.700 km<sup>3</sup> (Klein y Isacks, 1998).

La edad de este gran evento glaciar se encuentra en la actualidad en plena discusión. Durante los últimos años se ha enriquecido de forma significativa el número de fechas debido al gran avance que se ha producido en el campo de la datación absoluta mediante métodos cosmogénicos. Cabe destacar que con anterioridad a la aplicación de estas técnicas el método de datación más utilizado para conocer la edad del MEG es el C-14 (Clapperton, 1993).



**Fig. 41.** Con una variada morfología y la existencia de numerosos depósitos morrénicos, el MEG es evidente en el Nevado de HualcaHualca (Noviembre, 2005).

A continuación se exponen los datos de las fechas obtenidas por diversos estudios a lo largo de la cordillera (Perú -Bolivia):

- La morrena más antigua con una edad de 23.9 Ka, está localizada en la llanura de Junín (Perú). Los análisis realizados en polen obtenido de sedimentos del lago del mismo nombre, revelaron condiciones ambientales de elevada xericidad entre 43.0 Ka y 39.0 Ka. Este período se corresponde con un episodio frío identificado en Colombia entre 44.0-33.0 Ka (Clapperton, 1993).

- La Cordillera Vilcanota y el glaciar de Quelccaya (Perú) presentan el mayor número de dataciones realizadas en depósitos morrénicos del MEG (Andes Centrales). El dato más representativo es la estimación en 41.0 Ka, para la última glaciación (Mark y Seltzer, 2002). Es importante mencionar que dentro de este lapso de tiempo los glaciares descendieron a una altitud de 3.600 msnm, a 16 km de los frentes glaciares actuales (Clapperton, 1993).

- En la cordillera Apolobamba-Real (Bolivia), los glaciares alcanzaron su máxima extensión entre los 35.0 y 28.0 Ka. Estos datos son similares a los obtenidos en dos pulsaciones glaciares ocurridas en los Andes de Ecuador: a) Fase Choqueyapu I, representada por una morrena de 33.5 y 35.6 Ka; y la fase b) Choqueyapu II estimada en una edad de más de 27.0 Ka. Existe otro dato confiable que tiene relación con el LGM que se obtuvo a partir de sedimentos de la laguna Kollpa Kkota (Bolivia) que indican una edad mínima de 23.0-20.0 Ka (Seltzer, 2002).

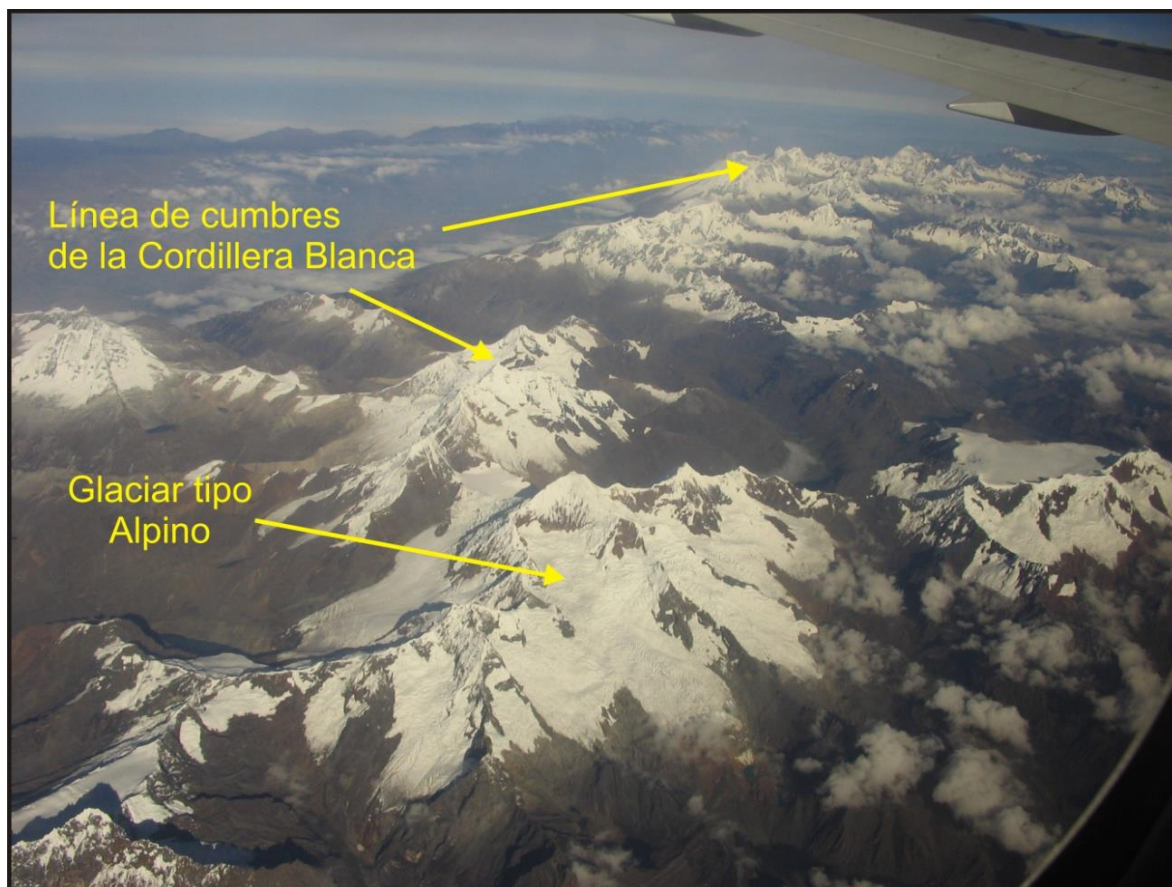
- Más al sur los complejos morrénicos en torno al lago Llanquihue en Chile son probablemente los mejor datados de toda Suramérica, a partir de los cuales se ha establecido la siguiente secuencia cronológica: Fase Llanquihue I: 70.0-65.0 Ka. 2. Fase Llanquihue II: 28.0-18.0 Ka. 3. Fase Llanquihue III: 15.0-14.0 Ka (Clapperton, 1993).

- En la cordillera Blanca (Perú) y la cordillera Real (Bolivia) se formaron importantes depósitos morrénicos durante la parte inicial de la glaciación. Algunos de estos depósitos se han relacionado con una fase glacial denominada Punrun y las dataciones realizadas sugieren que tienen una edad de 24.0-12.0 Ka (Clapperton, 1993) (Fig. 42).

- En el Aconcagua (Chile), las morrenas terminales en el valle del río Mendoza (2.500 msnm), están cubiertas por travertinos de hace 24.2 +/- 2.0 Ka y 22.8 +/- 3.1 Ka. Estos datos son anteriores al MEG global (Clapperton, 1993).

Otro método que se aplica para establecer la cronología de las fases glaciares (MEG), es el que combina la susceptibilidad magnética de los sedimentos (Lago Titicaca) y la presencia de restos orgánicos. Los ritmos altos de sedimentación inorgánica con una susceptibilidad magnética elevada debido a la presencia de minerales magnéticos finos durante la última glaciación y la escasez de restos orgánicos se han asociado con pulsaciones frías. Por tanto, la disminución del carbono orgánico y el aumento de la susceptibilidad magnética de los sedimentos, hace 30.0 Ka marca el inicio del MEG en el lago Junín (Perú). Este proceso se mantuvo constante hasta hace 22.5 Ka, cuando se incrementó la acumulación orgánica que se relaciona con la finalización del MEG en esta región. (Seltzer *et al.*, 2002).





**Fig. 42.** Condiciones glaciares actuales en la Cordillera Blanca; N de Perú. En esta región montañosa los glaciares están experimentando un importante retroceso (Noviembre, 2005).

Los resultados obtenidos del análisis de los isótopos marinos datan el MEG en 30.0-35.0 Ka (Smith *et al.*, 2005). De cualquier modo no existe hasta el momento una cronología adecuada del MEG en los Andes tropicales (Smith *et al.*, 2005), ya que la mayoría de las dataciones se han realizado mediante C-14 (de las que solo se obtiene la edad mínima y muchas de ellas presentan escasa fiabilidad).

La aplicación de recientes técnicas de datación absoluta basadas en el análisis de núcleos cosmogénicos sugiere que el MEG de los Andes tropicales coincide con el Último Máximo Glacial (UMG) del Atlántico Norte (Björck *et al.*, 1998; Walker *et al.*, 1999; Johnsen *et al.*, 2001). Por ejemplo Zech *et al.* (2007 b) aporta una edad que varía entre 25.0 y 22.0 Ka para el MEG en la Cordillera Oriental Boliviana.

Estos autores consideran que los Andes húmedos están más estrechamente relacionados con las variaciones de la temperatura y por lo tanto son sincrónicos con los movimientos



de las masas de hielo del Atlántico Norte, mientras que los glaciares situados en los Andes secos (en la ZVCA), más sensibles ante las variaciones de las precipitaciones tuvieron un comportamiento asincrónico (Zech *et al.*, 2008).

Los resultados recientes del volcán Coropuna (Bromley *et al.*, 2009), sitúan el MEG entre 24.5 y 25.3 Ka y 16.7 y 21.1 Ka mediante  $^3\text{He}$  en función del modelo de producción de isótopos que se utilice, lo que corrobora la mencionada sincronía entre el Pacífico tropical y el Atlántico templado y polar (Schaefer *et al.*, 2006). También en el Coropuna, concretamente en el valle glaciar de Queñua Ranra, Úbeda y Palacios (2009 b) dataron morrenas correspondientes con el MEG, obteniéndose una edad de 17.0  $^{36}\text{Cl}$  Ka (Fig. 43). Todos estos datos contradicen la hipótesis de un MEG más antiguo en los Andes.



**Fig. 43.** Detalle del valle de Queñua Ranra en el Coropuna. Este volcán alberga la masa glaciar más extensa de la Zona Volcánica Central de Perú (Octubre, 2005).

Cabe resaltar, que muchas morrenas correspondientes con el máximo avance contienen bloques con edades que oscilan entre ~21.0 Ka y ~17.0 Ka. Otro ejemplo de la presencia de esta variabilidad en las edades de los bloques morrénicos lo aporta Zech *et al.* (2007 b),

en los estudios realizados en la Cordillera Real y en Cochabamba (Bolivia); en este caso las edades se sitúan entre ~24.0 y ~18.0 Ka. Todos estos resultados concuerdan con un MEG coetáneo entre los Andes y las zonas templadas y polares.

Sin embargo, en otras áreas las edades son más antiguas: 34.0 - 22.0 Ka en los Llanos de Junín, en el centro de los Andes Peruanos (Wright, 1983, 1984; Smith *et al.*, 2005 a, 2008; Ramage *et al.*, 2005) 30 – 22 Ka en la Cordillera de Vilcanota (Cordillera oriental de Perú) (Seltzer *et al.* 1995; Seltzer 2000, 2002) y ~32.0 Ka en el norte y centro de Chile (Zech *et al.*, 2007 a).

Como sugiere Kull *et al.* (2008) para los Andes Centrales, las diferencias regionales en las edades del máximo avance tal vez esté relacionado con las diferencias regionales en la precipitación. Mientras que la temperatura parece dirigir la dinámica de aquéllos glaciares localizados en la cordillera oriental, las precipitaciones son las encargadas de regular su evolución en la cordillera occidental (ZVCA).

Las condiciones climáticas en el MEG eran más frías y húmedas que las actuales. Los cálculos realizados sitúan la temperatura media entre 4 y 6° C por debajo de la actual y las precipitaciones eran más abundantes (Vuille y Ammann, 1997; Ammann *et al.*, 2001; Seltzer *et al.*, 2002). El alto nivel de la lámina de agua del lago Titicaca (existieron varias fases de desbordamiento), y la existencia en el altiplano de Bolivia de un lago profundo, (en el área ocupada en la actualidad por el salar de Uyuni hace 26.0 y 15.0 Ka), fortalece la hipótesis de que en el Pleistoceno las precipitaciones fueron más elevadas (Seltzer *et al.*, 2002).

Algunos autores a partir de los datos obtenidos en la cordillera Andina, Sierra Nevada (Estados Unidos), Groenlandia y la Antártida concluyen que la deglaciación de los Andes tropicales precedió al calentamiento de las altas latitudes del hemisferio norte miles de años antes. Por lo tanto, el calentamiento del clima primero se produjo en los trópicos y después se transmitió al hemisferio norte (Seltzer *et al.*, 2002).

Las investigaciones más recientes apoyan esta teoría aunque serían necesarios datos de otras áreas del hemisferio sur con los que realizar interpretaciones más precisas de las características paleoclimáticas y del sistema climático actual (Shulmeister *et al.* 2006).

#### 2.5.5. Proceso de deglaciación y fases de *reavance* post-MEG.

El final de la última glaciación en los Andes tropicales parece tener su origen en las modificaciones en la circulación oceánica, que provocaron el descenso de la temperatura superficial del océano tropical. De este modo las cabeceras de las cuencas glaciares de la cordillera sufrieron una importante disminución de las precipitaciones dando lugar a un retroceso glaciar generalizado (Clapperton, 1991).

La formación de turberas y lagos proglaciares representa el inicio de la deglaciación, proceso que parece haber sido relativamente lento (Clapperton, 1991). No obstante, durante el Holoceno existieron varias fluctuaciones climáticas importantes que provocaron una alternancia de periodos de expansión glaciar (aunque los glaciares no alcanzaron las dimensiones del MEG) y retroceso. Los depósitos morrénicos asociados a estas fases glaciares se caracterizan por presentar una morfología fresca y una escasa colonización vegetal como consecuencia de su reciente morfogénesis (Clapperton, 1993).

En los Andes Centrales se han distinguido dos fases principales de *reavance*: la primera entre 15.0-13.0 Ka y la segunda hace 12.0-10.0 Ka (Clapperton, 1991; Clapperton, 1993; Zech *et al.*, 2007; Bromley *et al.*, 2011b). Este último avance se ha datado con suficiente precisión en el Chimborazo (Ecuador), la Llanura de Junín (Perú), el glaciar de Quelccaya (Perú) (Clapperton, 1993; Mercer, 1979; Seltzer, 1990; Machare *et al.*, 1990; Mark y Seltzer, 2002; Smith *et al.*, 2005) y el Nevado Coropuna (Perú) (Bromley *et al.*, 2011b).

Estas pulsaciones generalizadas en la cordillera representan cambios drásticos del clima en la transición entre el Pleistoceno y el inicio del Holoceno y algunos autores las vinculan con el evento *Younger Dryas*. Este nombre en el hemisferio norte procede de la planta *Dryas octopetala*, y se corresponde con un evento frío que tuvo lugar hace entre 13.0 Ka y 11.5 Ka.

El registro sedimentario de los lagos del altiplano proporciona sólidas evidencias de un retroceso glaciar durante este período que fue aparentemente frío pero menos húmedo (Shulmeister *et al.*, 2006). Estas inversiones climáticas postglaciares parece que no se habrían producido por factores astronómicos, sino por la fusión de las grandes masas de

hielo continentales del hemisferio norte, que modificaron las corrientes marinas y cuyos efectos se transmitieron globalmente, produciéndose un fuerte enfriamiento del clima de los Andes Centrales (Clapperton, 1991, 1993).

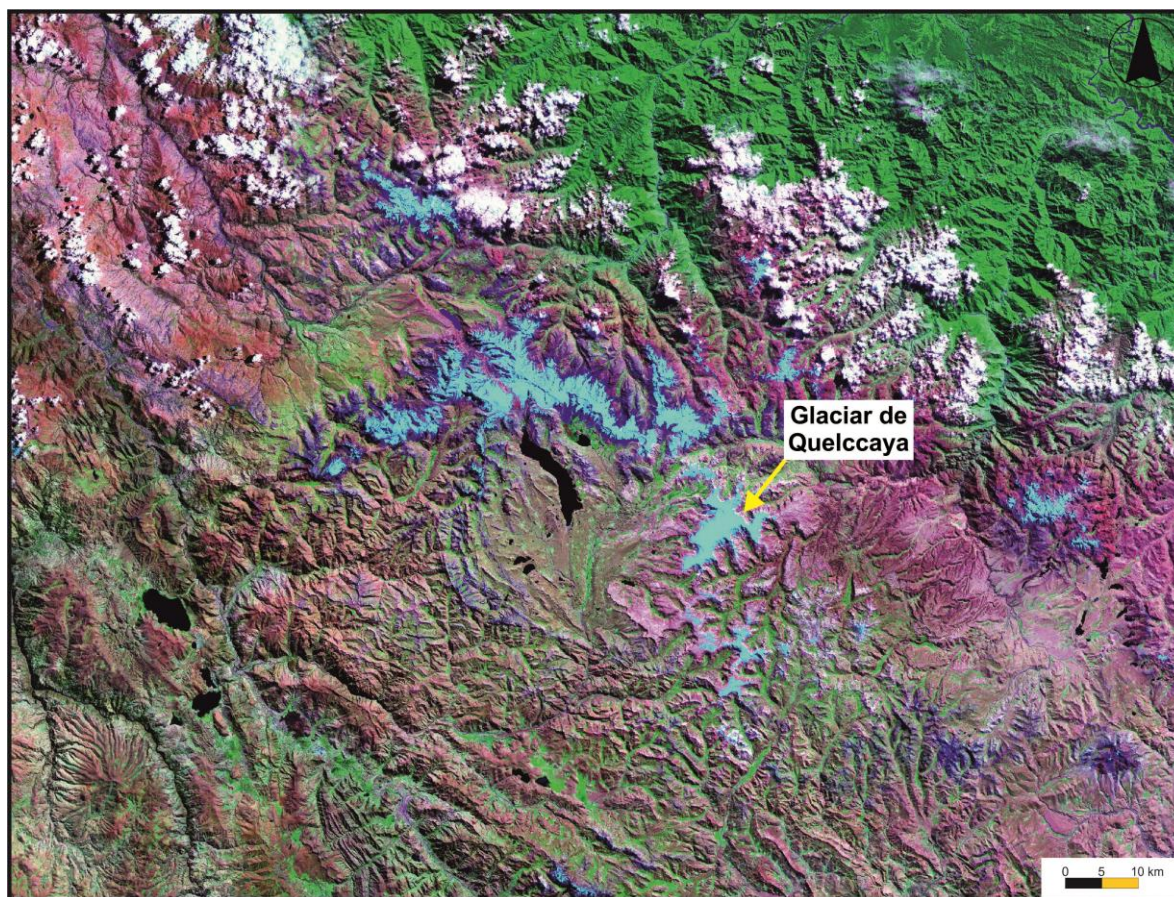
La intensificación y el desplazamiento hacia el sur del anticiclón Boliviano habrían permitido la llegada de un mayor número de masas húmedas procedentes del Océano Atlántico hasta el altiplano. Si además existe una reducción de las temperaturas estivales y disminuye la ablación probablemente provocaron los *reavances* glaciares mientras que la insolación austral invernal fue elevada (Zech *et al.*, 2007).

Tras estos *reavances*, los glaciares volvieron a retroceder como el glaciar de Quelccaya (Clapperton, 1993). En el período comprendido entre 10.0-3.0 Ka parece que no se han producido más pulsaciones y el clima se caracterizó por ser más cálido (Seltzer, 1990).

Posteriormente hace 5.5 Ka el clima fue más húmedo y finalmente en los últimos 1.500 años volvió a enfriarse (Seltzer, 1990; Clapperton, 1993). El glaciar de Quelccaya (ubicado en la cordillera oriental centroandina, es el glaciar tropical más extenso del planeta) fue más pequeño de lo que es en la actualidad entre 2.7-1.6 Ka, y su expansión reciente más importante finalizó entre 0.6 y 0.3 Ka (Clapperton, 1993).

Finalmente, las muestras de hielo extraídas de los glaciares de los Andes Centrales sugieren que hubo un nuevo avance glaciar durante el período denominado en el hemisferio norte como Pequeña Edad del Hielo (PEH). A partir de los datos del glaciar de Quelccaya (Perú), se ha interpretado que existieron unas condiciones ambientales más húmedas entre los años 1.500 y 1.720 (Fig. 44). Este período se considera equivalente a la PEH en la ZVCA (Seltzer, 1990).





**Fig. 44.** La Cordillera Vilcanota (al centro de la imagen), es un importante exponente del modelado glaciar, en los Andes Centrales. En la imagen se puede observar el glaciar de Quelccaya, donde se han realizado numerosos trabajos en relación con la cronología de sus avances y retrocesos (NASA, 2000; Landsat 7 - MRSID. Bandas 1; 2 y 3).

#### 2.5.6. La evolución reciente desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) de las masas de hielo de la ZVCA.

Desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) los glaciares andinos vienen experimentando un importante retroceso (Ramírez *et al.*, 2001; Rabatel *et al.*, 2005; Vuille *et al.*, 2008; Hastenrath, 2009; Jomelli *et al.*, 2009), que se ha acelerado desde la década de los ochenta asociado al aumento global de las temperaturas (Ramírez *et al.*, 2001; Vuille *et al.*, 2008).

La Cordillera Blanca (situada al N de Perú) es una de las áreas con más estudios sobre la evolución reciente de los glaciares; por ejemplo el nevado Huascarán-Chopicalqui experimentó un retroceso del 18% entre 1920 y 1970 (Vuille *et al.*, 2008), mientras que el glaciar Artesonraju, tuvo un retroceso del 20% entre 1962 y 2003 (Vuille *et al.*, 2008) (Fig. 45).

Racoviteanu *et al.* (2008) cuando comparó el estado general de los glaciares de la Cordillera Blanca en 2003, aplicando técnicas de percepción remota, con los datos del inventario de los glaciares realizado en 1970 llegó a la conclusión que las masas de hielo se habían contraído un 22,5%. Un dato destacable de este estudio es que se detectaron unas pérdidas más acusadas en los glaciares pequeños y aislados que en los aparatos glaciares de mayor envergadura.



**Fig. 45.** Las cumbres de la Cordillera Blanca están cubiertas por masas glaciares (Noviembre, 2005).

Más al Sur, los datos existentes del Coropuna, el volcán con mayor superficie glaciaria de la ZVCA, confirman este hecho. Entre 1955 y 1986 experimentaron escasas pérdidas (en torno al 4%), pero entre los años 1986 y 2007 los glaciares retrocedieron un 13% (Úbeda *et al.*, 2009 a).

El registro más completo procede de los glaciares Chacaltaya y Zongo (16° S), ambos Bolivianos. El Chacaltaya sufrió una pérdida del 89% de su área desde el máximo alcanzado en la LIA y desde 1983 la pérdida de masa es drástica, 5 veces superior al periodo 1940-1963 (Ramírez *et al.*, 2001). Mientras, el glaciar Zongo en equilibrio entre

1955-1975, tuvo a partir de 1975 un retroceso dominante y continuo (Soruco *et al.*, 2009). En general el retroceso de los glaciares es un proceso generalizado en toda la cordillera (Ames *et al.*, 1988; Raup *et al.*, 2006; Rabatel *et al.*, 2006; Ramírez *et al.*, 2001; Mark y Seltzer 2005; Mark *et al.*, 2002; Hastenrath y Ames, 1995; Georges, 2004; Francou *et al.*, 2000, 2005; Solomina *et al.*, 2007).

Junto a las oscilaciones termo-pluviométricas interanuales se producen también eventos que generan anomalías temporales en el clima de la cordillera, como es el caso de la frecuencia de el Niño, durante el cual las precipitaciones prácticamente desaparecen, produciéndose una drástica disminución del aporte nival en las cabeceras de los glaciares (Francou y Sémiond, 1997; Wagnon, 1999). Sin embargo, todavía son escasos los datos existentes en la ZVCA a cerca de la influencia que tiene el Niño en los glaciares.

Los escenarios propuestos por los modelos climáticos muestran que en el futuro el calentamiento climático será significativamente mayor. Se estima que al final del S. XXI la troposfera tropical presentará una temperatura entre 4,5-5° C más elevada que la actual (Vuille *et al.*, 2008) lo que representaría un fuerte impacto para las masas de hielo Andinas. Bajo este escenario numerosos glaciares de pequeño tamaño habrán desaparecido durante este siglo, mientras que aquellos de mayor tamaño experimentarán una reducción drástica.

Este importante cambio ambiental va a tener una fuerte influencia en el modelo territorial de esta región; gran parte de la población de Perú se asienta en áreas con un régimen climático árido-semiárido, como es el caso de las ciudades de Lima y Arequipa. Junto a las grandes ciudades, el otro foco principal de consumo de agua son los cultivos de regadío que se han extendido por la rampa desértica peruana, y que se encuentran en proceso de continua expansión.

Se desconoce el impacto socioeconómico y ambiental de la pérdida de estos glaciares, lo cual impide que los gobiernos puedan desarrollar estrategias o planes territoriales en los que se contemple este impacto, que sin duda tendrá importantes consecuencias en amplias áreas de la región Andina (Hoffman, 2008).



### 2.5.7. Estado de conocimiento de la evolución periglaciaria en el área de estudio.

Andrés *et al.* (2011) desarrolla una metodología para el estudio del permafrost basada en el análisis de las temperaturas, registradas por una red de sensores térmicos localizados a distintas altitudes de los volcanes Misti y Chachani. El objetivo consistió en determinar la susceptibilidad de la formación de lahares en los volcanes citados.

A partir de la aplicación de los modelos de distribución de permafrost Andrés *et al.* (2009), detecta en el Misti suelo helado por encima de los 5.394 - 5.595 msnm, y una presencia continua a partir de 5.774 - 5.797 msnm, exceptuando las laderas orientadas al norte. No obstante la temperatura del suelo y el aire se encuentra alterada por el calor geotérmico, la cual restringe los ciclos de hielo y deshielo a los primeros 5 cm del suelo. A una mayor profundidad no se registran temperaturas negativas e incluso se incrementan de forma notable, evitando la congelación del suelo.

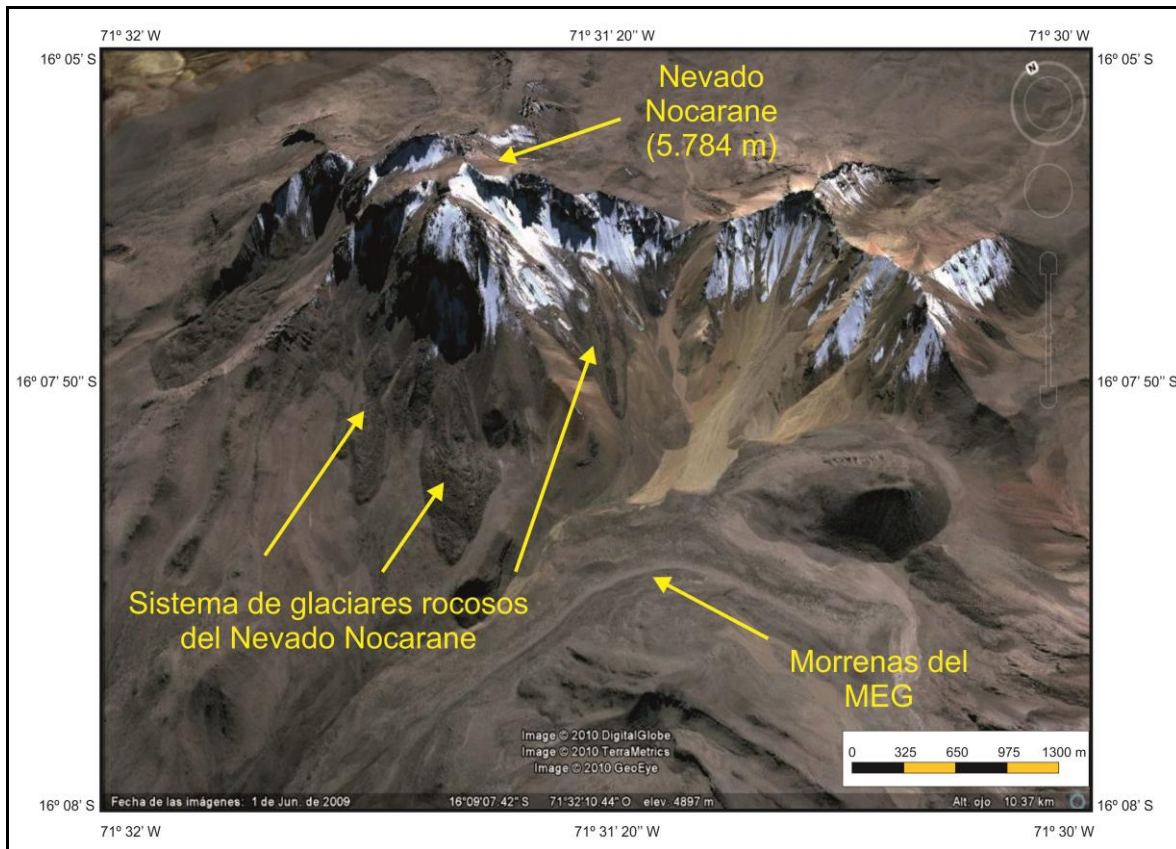
En el Chachani, la ausencia de actividad geotermal permite un mayor desarrollo del permafrost. Andrés *et al.* (2009) sitúa el piso periglaciario por encima de los 4.883 msnm, siendo dominantes los procesos relacionados con la helada a partir de 5.617 msnm. El límite inferior del suelo congelado se emplaza por encima de 5.050 msnm en las orientaciones sur y de 5.096 msnm en las vertientes situadas al este.

La presencia de permafrost discontinuo se encuentra dentro de la franja altitudinal 5.237 - 5.265 y 5.417 - 5.436 msnm. Por encima de esta altitud el suelo helado es continuo. Este hecho se demuestra al detectarse en los datos de la estación situada a mayor altitud (5.331 msnm), suelo helado entre enero y octubre a 30 cm de profundidad.

A partir del análisis del registro térmico Andrés *et al.* (2009) concluye que la actividad geotermal impide la formación de permafrost y la presencia de aparatos glaciares en la cumbre del Misti. En cambio el Chachani, sin registros de actividad reciente, si presenta permafrost y restos morrénicos.

En el caso de los glaciares rocosos, Clapperton (1993), fue pionero en su estudio en la cordillera Andina, aunque los datos que obtuvo fueron superficiales. La principal

aportación que realizó fue la siguiente diferenciación: lóbulos de derrubios con hielo intersticial y paleoglaciares cubiertos por clastos. Más en profundidad, Payne (1998) analizó los glaciares rocosos que existen en el Chachani (Fig. 46) y en otros volcanes de la cordillera, clasificándolos como activos e inactivos con el objeto de conocer su significado climático.



**Fig. 46.** El Nocarane presenta un importante número de glaciares rocosos que se localizan en las vertientes orientadas al sur. La elevada pendiente y la continua alimentación de partículas han permitido la formación de varias generaciones (Google Earth, 2012).

En el Chachani-Nocarane los glaciares rocosos se localizan en la parte superior de las laderas orientadas hacia el sur, con fuerte pendiente y una abundante alimentación de derrubios. Según Payne (1998), su origen probablemente se debe al crecimiento del hielo intersticial entre los derrubios de caída, ya que los clastos que lo forman presentan rasgos angulosos.

El límite altitudinal de los lóbulos activos del Chachani lo situó a 4.810 msnm, mientras que la altitud más baja que alcanzaron los lóbulos inactivos fue de 4.160 msnm. Esta

posición parece estar estrechamente relacionada con las oscilaciones de la isoterma 0°C a lo largo del Holoceno (Payne, 1998).

## 2.6. Conclusiones.

El análisis de las características del medio físico de la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA) ha servido para revelar cuáles son las variables y los procesos de la geodinámica interna y externa que han ejercido un control en la génesis y evolución geomorfológica del Complejo Ampato.

Los estratovolcanes HualcaHualca, Ampato y Sabancaya se establecieron sobre materiales sedimentarios del Mesozoico y niveles volcánicos del Cenozoico. Las capas estratigráficas más recientes sobre las que se apoya este complejo volcánico son de la Formación Sennca y están compuestas por tobas volcánicas riolíticas y dacíticas del Plioceno.

Su construcción se inició a partir de este periodo debido a un cambio drástico en la inclinación de la subducción entre las placas de Nazca y Suramérica, lo que permitió a la primera introducirse hasta el manto superior, hidratarlo, provocar parcialmente su fusión y generar magmas.

La causa de dicha variación en el ángulo ha sido asociada con la colisión de la dorsales asísmicas de Nazca e Iquique contra el plano de subducción. De hecho en el norte y el sur de los Andes Centrales, donde estas cadenas volcánicas no existen, no hay en la actualidad actividad volcánica.

Como consecuencia de todo el proceso anterior, durante el Plioceno y el Pleistoceno Inferior se alternaron erupciones efusivas y explosivas en las que se emitieron elevados volúmenes de lava y piroclastos. La acumulación progresiva de este material derivó en la formación de tres estratovolcanes de grandes proporciones: el HualcaHualca, el Ampato y el Sabancaya.

Además, la aridez climática, debido a la influencia de la Corriente fría de Humboldt y a la situación estable del Anticiclón del Atlántico Sur, ha mantenido la tasa de erosión reducida durante miles de años, lo cual, sin duda, ha contribuido a la conservación de los materiales volcánicos que componen el Complejo Ampato.

Sin embargo, en el HualcaHualca, el excesivo aporte de material volcánico durante estas primeras fases eruptivas y una intensa acción hidrotermal, que debilitó sus cimientos, produjeron un colapso volcánico que transformó parcialmente su morfología original. Este evento ha sido el proceso volcánico destructivo más significativo que se ha registrado en el Complejo. Afectó al flanco norte del edificio y la pérdida de su equilibrio se ha relacionado con el profundo encajamiento del río Colca, sobre fracturas tectónicas activas, y con la actividad sísmica derivada de ellas.

Las evidencias geomorfológicas que demuestran su formación son claras. Se han encontrado hummocks al NW del estratovolcán y una amplia abertura con forma de herradura orientada hacia el norte. Esta última característica morfológica ha permitido clasificar a la caldera resultante como tipo Santa Elena.

Además, desde el Pleistoceno inferior se ha incrementado el nivel de explosividad de las erupciones. En el transcurso del tiempo los magmas han tenido que atravesar una litosfera continental progresivamente más gruesa, al estar continuamente alimentada en su base por plutones.

De esta forma los magmas se enriquecieron de sílice y evolucionaron en cámaras magmáticas intermedias en las que incrementaron su viscosidad. Este cambio del comportamiento eruptivo se refleja en los potentes depósitos pumíticos de caída situados en el entorno del Complejo. Sin embargo estas erupciones explosivas, cada vez más frecuentes, han tenido una escasa repercusión en su morfología.

El relieve original del Complejo Ampato también ha sido transformado con relativa intensidad por los glaciares durante el Pleistoceno medio y superior. Formas erosivas, como superficies rocosas pulidas o laderas sobreexcavadas, y los abundantes restos morrénicos que se conservan a diferentes niveles altitudinales reflejan que ha existido una intensa actividad glacial asociada a la ocurrencia de sucesivos episodios fríos y/o húmedos.

De hecho las morrenas más bajas, situadas a 3.600 msnm, han revelado que casi todo el Complejo permaneció cubierto por el hielo durante el periodo álgido de la pulsación glacial de mayor entidad, que se ha identificado como Máxima Extensión Glacial (MEG).

El manto de hielo que cubrió el Complejo Ampato durante el MEG indica que el clima fue más frío y húmedo que en la actualidad. Durante ese periodo el piso bioclimático muy frío se expandió mientras que la extensión de los pisos frío y, sobretodo, del forestal se redujo considerablemente. De esta forma la mayor parte de la cubierta vegetal desapareció y muchas especies se desplazaron, para poder sobrevivir, a áreas más bajas con un clima más benigno.

La información de la Paleo-Línea de Equilibrio Glaciar (Paleo-LEG) obtenida del MEG a lo largo de la cordillera centroandina refleja claramente dicho cambio ambiental. Algunos datos han sido obtenidos de los volcanes SaraSara y Coropuna, y dada su proximidad y similitud altitudinal, se han correlacionado con el Complejo Ampato. De este modo se establece como hipótesis inicial que el valor de la Paleo-LEG se situó entre 500 y 850 m por debajo del nivel de 1955, el cual se localizó a 5.300 msnm de promedio.

En otras áreas de los Andes Centrales, como en la cordillera Blanca o en la cordillera oriental, ha sido estimado un descenso de la Paleo-LEG aún mayor de entre 1.000 - 1.200 m; por el contrario en regiones menos húmedas, como los llanos de Junín y en la Cordillera Real Boliviana, los datos indican que se situó entre 200 - 500 m por debajo de su nivel actual.

Además, este contraste regional tan acusado del retroceso de la Paleo-LEG entre las regiones húmedas y secas pone de manifiesto que durante el MEG las precipitaciones tuvieron una distribución similar a la existente en la actualidad. Dentro de este marco, el Complejo Ampato está más próximo de las regiones áridas de la cordillera que de las húmedas.

Se desconoce la edad del MEG en el Complejo Ampato. Sin embargo, en otras áreas de los Andes Centrales han sido aplicados diversos métodos de datación con el propósito de avanzar en su conocimiento y establecer el marco temporal en el que se produjo. Los datos cronológicos que se han manejado sugieren dos tendencias principales: la primera sitúa esta expansión de los glaciares entre los 41.0 y 30.0 Ka, mientras que la segunda apunta que se produjo hace entre 26.0 y 18.0 Ka. La razón de este salto cronológico se ha



relacionado con una falta de homogeneidad en los métodos de datación que han sido aplicados.

También se ha interpretado que después del MEG hubo *reavances* Tardiglaciares de cierta entidad. Así lo reflejan las morrenas situadas a mayor altura que las del MEG en numerosas áreas glaciadas de la cordillera central Andina, lo que significa que el clima volvió a ser recurrentemente más frío y húmedo que el actual. Estos estadios han sido asociados con la fusión de los grandes casquetes glaciares continentales, proceso que, según algunas interpretaciones, causó cambios en el sistema de circulación oceánica que derivaron en un enfriamiento significativo del clima.

Las dataciones, tanto absolutas como relativas, que han sido realizadas en áreas próximas indican que hubo dos pulsaciones glaciares finipleistocenas: la primera sucedió hace 15.0 - 13.0 Ka y la segunda hace 12.0 - 10.0 Ka. Este último intervalo temporal es coherente con la cronología del evento frío global conocido como *Younger Dryas*. En el Complejo Ampato se han detectado vestigios de estos *reavances* Tardiglaciares pero no se ha encontrado ningún tipo de información publicada sobre ellos.

Después del MEG y los *reavances* Tardiglaciares, ya en el Holoceno, las masas de hielo del Complejo Ampato podrían haber experimentado un fuerte retroceso al igual que sucedió en el resto de la cordillera. En esta tendencia habrían intervenido tanto el clima, cada vez más cálido y menos húmedo, como las erupciones volcánicas.

La interacción entre las masas de hielo y el vulcanismo ha sido frecuente y se manifiesta en los depósitos laháricos que se conservan en los valles y en los altiplanos contiguos al Complejo. Debido a esa interactividad glacio-volcánica, la configuración morfológica del Complejo ha evolucionado continuamente.

Por ejemplo, los flujos de lava potentes y frescos situados en las laderas del Sabancaya han rellenado los valles que excavaron los glaciares durante el MEG en este volcán y casi la totalidad de sus depósitos glaciares han sido desmantelados o han quedado sepultados bajo este material volcánico.

En algunas laderas, cerca de los frentes glaciares actuales, pueden existir secuencias morrénicas que indiquen fluctuaciones recientes en el clima, tal y como ha sucedido en otras áreas de la cordillera centroandina. Al tratarse de *reavances* muy locales, se han vinculado con periodos relativamente húmedos en los que los glaciares reaccionaron positivamente a un incremento de la acumulación nival en las cabeceras. Las morrenas situadas a menor altura se han asociado con *reavances* Neoglaciares y las más altas se han vinculado con la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

A partir de la PEH, los glaciares del Complejo Ampato podrían haber sufrido un retroceso muy acusado, como ha sucedido en la mayoría de las masas de hielo de la cordillera, que se ha acelerado durante las últimas décadas. Esta tendencia ha sido generalizada a lo largo de los Andes Centrales, y las mayores pérdidas se han registrado sobre todo en las masas de hielo de dimensiones más reducidas, al ser las más sensibles a los cambios ambientales.

Se ha determinado, en base al análisis que se ha realizado a nivel regional, que actualmente el clima del Complejo Ampato es entre frío y muy frío como consecuencia de su elevada altitud. Al establecerse una correlación con la estación meteorológica de Imata, localizada en el altiplano, se ha estimado que la temperatura media del Complejo es de 5° C en verano y de 0° C durante el invierno. Este régimen debería variar en el Sabancaya, como consecuencia de las anomalías producidas por el calor geotérmico, tal y como ha sido detectado en otros volcanes de la ZVCA, que también están activos.

Desde un punto de vista pluviométrico se ha diferenciado una estación seca que se extiende de abril a septiembre, en la que no se producen precipitaciones, y otra húmeda entre los meses de octubre y marzo en la que se estima que se registran 600-800 mm, la mayoría en forma de nieve. El área fuente de la humedad es la cuenca Amazónica al penetrar en el interior de Suramérica la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la influencia de los centros de bajas presiones Antárticas.

Debido a su localización en el borde occidental del altiplano, las formaciones vegetales del Complejo Ampato se distribuyen en tres franjas altitudinales definidas en función de la intensidad del frío y la humedad ambiental: piso forestal tropical de montaña, piso frío y piso muy frío.

El piso bioclimático forestal se ha situado entre los 3.500 y 5.000 msnm. En él existen formaciones arbóreas en las que predomina la Queñua (*Polylepis sp.*). Esta especie, adaptada al frío intenso y la sequía, forma pequeños bosques aislados que se distribuyen por el interior de los valles y en las vertientes septentrionales. Su extensión, potencialmente más amplia, se ha reducido notablemente debido a la presión humana. Y en la franja altitudinal superior se desarrollan las formaciones arbustivas y herbáceas. Ambas son climácicas, aunque también han sustituido a los bosques de Queñua allí donde éstos han desaparecido.

El piso bioclimático frío se extiende desde los 5.000 hasta los 5.500 msnm. Las continuas fluctuaciones térmicas en torno a 0° C y la escasa humedad edáfica limitan el crecimiento de la vegetación. Solamente en los espacios más abrigados, orientados al norte, se desarrollan comunidades de herbáceas en las que predominan las gramíneas.

En las cimas del Complejo, entre los 5.500 y los 6.288 msnm, se localiza el piso bioclimático muy frío. A esta altitud, la temperatura se sitúa por debajo de 0° C y las precipitaciones, de entre 600-800 mm, son en su mayoría en forma de nieve. Estas condiciones son extremadamente desfavorables para la vegetación vascular y solo allí donde el roquedo no está cubierto por los glaciares se desarrollan algunas comunidades líquénicas. No obstante el fuerte retroceso que están experimentando los glaciares está permitiendo a los líquenes que colonicen nuevas superficies rocosas.

La distribución espacial de los pisos morfoclimáticos del Complejo Ampato es similar que la de los pisos bioclimáticos. La zonificación establecida se ha basado en la existencia de geoindicadores o formas del relieve cuya génesis está asociada exclusivamente a unas condiciones climáticas determinadas. Con este criterio, se han diferenciado en el Complejo tres de los cinco pisos morfoclimáticos que se han delimitado a escala regional: piso morfoclimático forestal andino, piso morfoclimático periglacial y piso morfoclimático glaciar.

El piso morfoclimático forestal Andino del Complejo se caracteriza por la formación de cárcavas en las áreas que son aprovechadas para el cultivo y el pastoreo. El acaravamiento

se desarrolla en los depósitos piroclásticos, aunque su relativa cohesión ha reducido el impacto de la erosión hídrica y ha impedido que se desarrollen badlands.

En el intervalo altitudinal situado entre 5.000 y 5.500 msnm, se desarrolla el piso morfoclimático periglaciario. Las formas del relieve más características de este ambiente en el Complejo son los glaciares rocosos. Estas morfologías indican la existencia de permafrost o que lo hubo en el pasado, y se localizan en laderas con una fuerte pendiente bajo escarpes rocosos que en su mayoría han sido originados por el modelado glaciar. Desde la última glaciación, este dominio se ha expandido eficazmente y en la actualidad es el ambiente del Complejo que tiene una mayor extensión.

A partir de 5.500 msnm se localiza el piso morfoclimático glaciar. Se deduce que su extensión ha disminuido drásticamente desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta quedar recluido en las cotas más altas. Esta tendencia se habría mantenido hasta la actualidad lo que limita la intensidad de los procesos de modelado.

Puede decirse, a modo de resumen, que la tectónica, el vulcanismo y la bioclimatología, en su conjunto, han sido factores determinantes en la génesis y la configuración geomorfológica del Complejo Ampato. Sin tenerlos en cuenta no se puede llegar a entender cómo se originó esta morfoestructura y que procesos han intervenido en la génesis del relieve. De todos ellos, se interpreta que los factores endógenos son los que han tenido un mayor peso en la evolución geomorfológica del Complejo ya que han influido de manera directa o indirecta tanto en su génesis como en los procesos externos que lo han modelado.

Finalmente, al tomar como referencia todo lo anterior, se llega a la conclusión de que existen numerosas cuestiones sin resolver en el Complejo Ampato. En primer lugar no se conoce que tipo de formas del relieve lo integran, cuál es su distribución y los procesos que las han originado.

Tampoco ha sido estudiada su evolución volcánica y los datos cronológicos, tanto relativos como absolutos, de las fases volcánicas constructivas y destructivas son insuficientes. Y se desconoce el grado de interrelación entre la actividad volcánica y los glaciares, su alcance

y la edad de la última glaciación, de las fases de *reavance* Tardiglaciares y Holocenas o las causas que las originaron. En los siguientes capítulos de esta investigación se aporta información con la que se pretende dar respuesta a todos estos interrogantes.





## **CAPÍTULO 3. CARTOGRAFÍA, ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y MODELO EVOLUTIVO DEL RELIEVE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO.**

### **3.1. Introducción.**

El análisis geomorfológico comenzó con la elaboración de un mapa detallado del Complejo Ampato, a partir del cual fue posible identificar y clasificar el relieve de acuerdo con su génesis, morfología, procesos de modelado, etapas de evolución, edad relativa y absoluta en casos concretos.

Por otro lado, el mapa permitió visualizar la configuración espacial de las formas del relieve y el vínculo entre la expresión morfológica, el tipo de roca y su arreglo estructural. La importancia de los dos últimos aspectos radica en que favorecen o limitan la competencia de los agentes de modelado.

El mapa geomorfológico que se presenta es el resultado de integrar la interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite y trabajo de campo. Una vez que el relieve quedó plasmado en el mapa, se clasificó por su génesis en dos grandes grupos: endógeno y exógeno.

El primero de ellos integra relieves cuyo origen está relacionado con la dinámica interna de la Tierra (magmatismo y tectónica); el segundo comprende formas que resultan de la meteorización, erosión y acumulación de detritos.

Estos procesos son consecuencia de la acción conjunta de los agentes de la meteorización y la gravedad sobre el material que constituye la superficie terrestre, en este caso volcánico. Al criterio morfogenético utilizado en la elaboración de la cartografía se incorporó información geológica y tectónica, para lograr un documento más completo y cercano a la realidad.

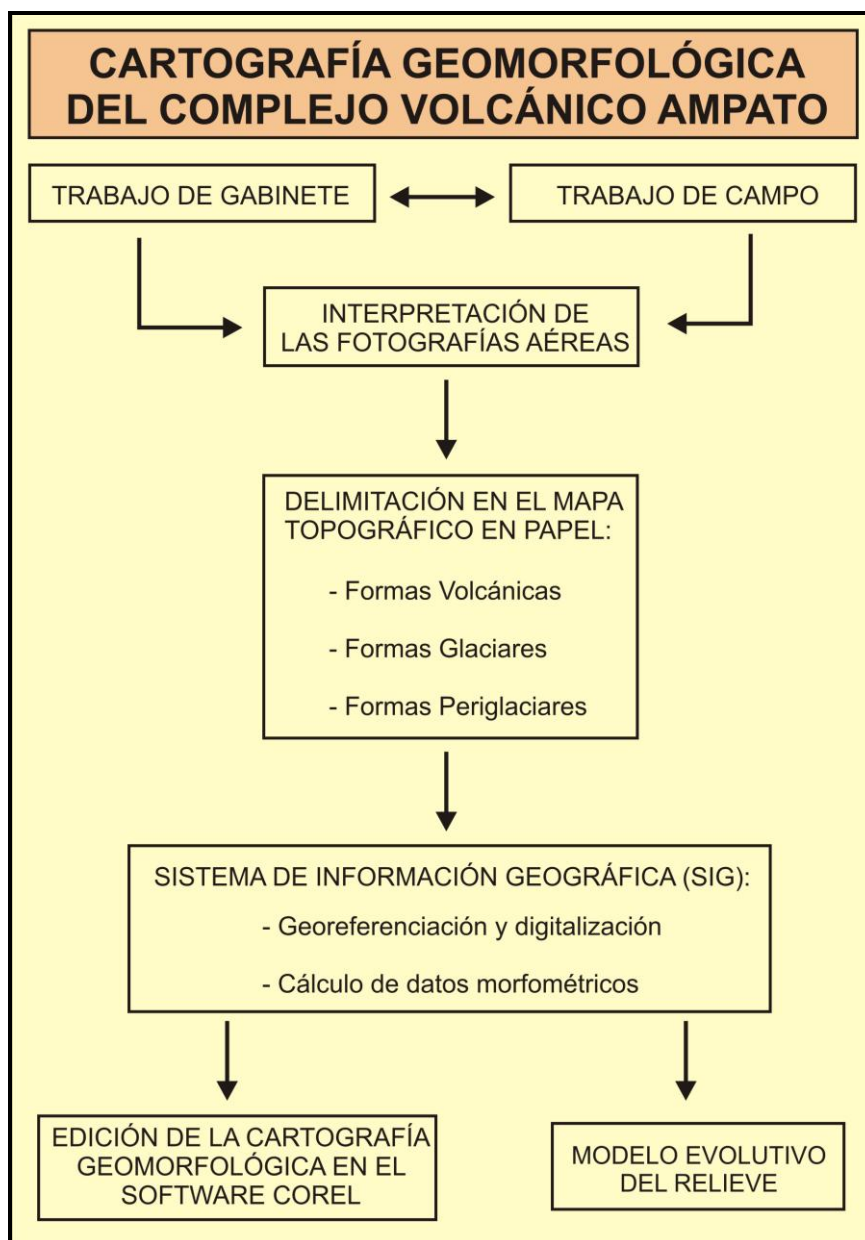
La suma de todos estos aspectos permitió obtener el mapa geomorfológico del complejo volcánico Ampato en el que se logró una representación cartográfica detallada coherente, con límites precisos y bien definidos a partir de las cuales se pudo interpretar su evolución glacio-volcánica.

El mapa, junto con su memoria explicativa, constituye uno de los aportes que se presentan en esta investigación y es de gran interés tanto por su nivel de detalle como por la ausencia

de trabajos previos similares en el territorio. Además, puede representar el punto de partida de futuros estudios relacionados con los riesgos naturales y la ordenación del territorio.

### 3.2. Metodología.

Los métodos utilizados en la elaboración y representación cartográfica fueron los de Bashenina (1977), aunque se hicieron modificaciones con el fin de adecuar esta metodología, de la mejor manera posible, a las condiciones de las áreas de estudio. El proceso que se siguió en el mapa se expone a continuación (Fig. 47).



**Fig. 47.** Secuencia metodológica aplicada en la elaboración de la cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Ampato.

La elección de la escala fue la primera tarea que se resolvió en el marco del levantamiento geomorfológico. Al inicio se tenía el mapa topográfico 1: 100.000 del Ampato. Este documento fue considerado insuficiente para cumplir con los objetivos propuestos, y por este motivo se procedió a ampliar la carta a una escala 1: 20.000.

El segundo paso que se siguió en la elaboración de la cartografía fue la interpretación de fotografías aéreas con un criterio geomorfológico. En este caso se utilizaron los materiales editados por el Instituto Geográfico Nacional de Perú (1955) a escala 1:35.000 del vuelo americano. También se analizaron 16 fotografías oblicuas (Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú, 1943) y una imagen de satélite Mersid de alta resolución (NASA, 2000). Los resultados de la interpretación geomorfológica fueron trasladados al mapa topográfico (1:20.000), siguiendo las técnicas tradicionales propuestas por Bashenina (1977).

El análisis geomorfológico obtenido a través de la fotointerpretación fue validado en el campo: Octubre-Noviembre de 2005; Octubre-diciembre de 2006 y Julio-Octubre de 2007. Una vez verificada o corregida la cartografía geomorfológica *in situ*, se realizó una primera interpretación, con la ayuda de especialistas en vulcanología, geomorfología volcánica y glaciación de España y México.

La tercera fase consistió en la organización de la leyenda y su texto explicativo. El criterio que se utilizó fue el propuesto en los años setenta por el International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) de Holanda. En este sistema las formas del relieve se clasifican en los siguientes grupos: estructurales, denudativas y de modelado. Cada uno de ellos se distingue mediante colores y tonos específicos.

De esta manera, el rojo es utilizado para evidenciar formas estructurales volcánicas; el naranja, los relieves volcánico-explosivos; el café para las denudativas; violeta, verde y rosa en las unidades de modelado. Como complemento y con el fin de lograr una mejor precisión y claridad de la información, se utilizó una variada simbología lineal y puntual.

La cuarta fase representa la edición final del mapa geomorfológico. En esta labor se utilizó un Sistema de Información Geográfica (SIG) cuya capacidad para generar y gestionar datos es prácticamente ilimitada. El software que se seleccionó fue *Arcgis 10* bajo licencia

*ArcInfo*. Entre sus ventajas está la facilidad para corregir, referenciar, digitalizar y generar bases de datos, en este caso morfométricos.

Este proceso se inició con la transformación del mapa geomorfológico en imagen Raster (JPG's) de alta resolución, para luego, por medio del módulo *Georeferencing*, referenciar y rectificar el documento. Una vez concluido este procedimiento, se llevó a cabo la digitalización con el módulo *Editor* de *Arcgis 10*. En esta etapa todas las unidades geomorfológicas fueron transformadas a polígonos, lo que facilitó la obtención de valores espaciales y morfométricos. La edición definitiva del mapa se realizó en el programa de diseño gráfico *CorelDraw 13* (Anexo 1; Cartografía Geomorfológica del Complejo Volcánico Ampato).

El siguiente paso consistió en redactar la memoria explicativa del mapa. La primera parte está dedicada de manera exclusiva al análisis geomorfológico exhaustivo de las unidades del relieve. Este proceso comenzó con la definición y caracterización de cada morfología con el apoyo de bibliografía especializada.

Después, cada forma fue localizada dentro del área de estudio con el fin de conocer su distribución espacial y la existencia de posibles vínculos con otros elementos. Por último se tomaron en cuenta aspectos morfológicos cualitativos y cuantitativos. Del primer grupo destaca la geometría de terreno, rupturas de pendiente, orientación, presencia de formas primarias, grado de erosión, etc. Del segundo la longitud, anchura, área, volumen, altitud, entre otros. Todos estos aspectos sirvieron para determinar la génesis, evolución y edad relativa del relieve.

El estudio del complejo volcánico Ampato finaliza con la elaboración de un modelo de su evolución, resultado de organizar en secuencia cronológica los resultados obtenidos del análisis geomorfológico y de la investigación bibliográfica especializada, en un perfil topográfico (x: 1: 10.000 - y: 1: 25.000). De esta manera, se incluyeron todas las formas de relieve y por tanto, los procesos endógenos y exógenos que les dieron origen. Este procedimiento permitió reconstruir las principales etapas (volcánico-erosivas) involucradas en la integración de este territorio.

### **3.3. Análisis Geomorfológico del Complejo Volcánico Ampato (CVA).**

En este apartado se identifican, clasifican y explican las formas del relieve a partir de los criterios del International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC, 1986) (Anexo 1; Cartografía Geomorfológica del Complejo Volcánico Ampato). El análisis de cada una de ellas es el objetivo de este apartado y se presentan a continuación:

#### **I. RELIEVE ENDÓGENO.**

##### **1. Relieve volcánico estructural.**

###### **1.1. Morfoestructuras volcánicas mayores.**

- a) HualcaHualca.
- b) Ampato.
- c) Sabancaya.

###### **1.2. Conos de lava.**

###### **1.3. Conos de escorias.**

###### **1.4. Domos.**

###### **1.5. Laderas interiores del cráter.**

###### **1.6. Vents.**

###### **1.7. Coladas de lava.**

- 1.7.1. Coladas de lava cubiertas por un manto potente de piroclastos.
- 1.7.2. Coladas de lava cubiertas por un manto débil de piroclastos:
  - a) Con crestas de compresión.
  - b) Con levees.

1.7.3. Coladas de lava sin cubierta piroclástica:

- a) Con crestas de compresión.
- b) Con levees.

## **1.8. Frentes de coladas de lava.**

## **1.9. Formas del relieve asociadas al colapso volcánico.**

1.9.1. Formas de erosión asociadas al colapso volcánico.

*1.9.1.1. Escarpes de colapso volcánico.*

*1.9.1.2. Laderas de colapso volcánico.*

1.9.2. Formas de acumulación asociadas al colapso volcánico.

*1.9.2.1. Hummocks.*

*1.9.2.2. Mantos de depósitos de avalancha.*

## **2. Relieve volcánico explosivo.**

### **2.1. Cráteres de explosión.**

## **3. Relieve volcánico denudativo.**

### **3.1. Domos afectados por la acción glaciár.**

3.1.1. Formas dómicas erosionadas del sector norte.

3.1.2. Formas dómicas erosionadas del sector sur.

3.1.3. Formas dómicas erosionadas del sector este.

3.1.4. Formas dómicas erosionadas del sector oeste.

### **3.2. Conos de escorias erosionados por la acción torrencial.**

### **3.3. Conos de lava afectados por la acción glaciár.**

### **3.4. Coladas de lava erosionadas por la acción glaciár y fluvial.**



## **II. RELIEVE EXÓGENO.**

### **4. Modelado glaciar.**

#### **4.1. Formas erosivas de origen glaciar.**

4.1.1. Circos glaciares.

4.1.2. Superficies de abrasión y depresiones de sobreexcavación glaciar.

- Laderas y depresiones modeladas por procesos de abrasión y sobreexcavación glaciar de la vertiente norte y noreste del HualcaHualca.

- Laderas y depresiones modeladas por procesos de abrasión y sobreexcavación glaciar en el altiplano de Patapampa (al este del Complejo Ampato).

4.1.3. Superficies cubiertas por nieve-hielo.

#### **4.2. Formas de acumulación glaciar.**

4.2.1. Mantos morrénicos de fondo.

4.2.2. Cordones morrénicos laterales.

4.2.3. Arcos morrénicos frontales.

- Propuesta cronológica relativa de los restos morrénicos del Complejo Ampato:

1ª Etapa: Avances o *reavances* anteriores a la última glaciación.

2ª Etapa: Máxima Extensión Glaciar (MEG).

3ª Etapa: Primer *Reavance* Tardiglaciar (RT1).

4ª Etapa: Segundo *Reavance* Tardiglaciar (RT2).

5ª Etapa: *Reavance* Neoglacial (RN).

6ª Etapa: *Reavance* Glaciar de la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

4.2.4. Crestas morrénicas.

#### **4.3. Formas de acumulación fluvio-glaciar.**

4.3.1. Kames.

### **5. Modelado periglacial.**

#### **5.1. Formas de acumulación periglacial.**

5.1.1. Glaciares rocosos.

### **6. Modelado Fluvial.**

#### **6.1. Formas de erosión fluvial.**

6.1.1. Cañón del río Colca.

6.1.2. Arroyos.

#### **6.2. Formas de acumulación fluvial.**

6.2.1. Abanicos aluviales

### **7. Formas de origen lacustre.**

#### **7.1. Formas lacustres antiguas.**

7.1.1. Superficies paleolacustres dispuestas en graderío.

## **7.2. Ambiente lacustre reciente.**

### 7.2.1. Turberas.

## **8. Formas de ladera.**

### **8.1. Formas de erosión.**

#### 8.1.1. Circos de desprendimientos.

#### 8.1.2. Circos o coronas de deslizamiento.

### **8.2. Formas de acumulación.**

#### 8.2.1. Conos de derrubios.

#### 8.2.2. Taludes de derrubios.

## **SIMBOLOGÍA COMPLEMENTARIA.**

- Nivel de altura relativo entre unidades geomorfológicas.
- Grietas en el hielo.

## **I. RELIEVE ENDOGENO.**

El origen de las formas del relieve que integran este grupo tiene una relación directa con la dinámica interna de la Tierra, es decir, con el magmatismo (intrusivo e extrusivo), la estructura tectónica y la sismicidad. En este sentido, el Complejo Ampato es un claro ejemplo, ya que parte de su configuración morfológica actual procede de una actividad volcánica que empezó en el Plioceno (Huanqui, 1985) y que ha tenido continuidad hasta nuestros días, dentro de un contexto estructural afectado por gran actividad sísmica. El relieve endógeno se subdivide en dos categorías: volcánico estructural y denudativo.

### **1. Relieve volcánico estructural.**

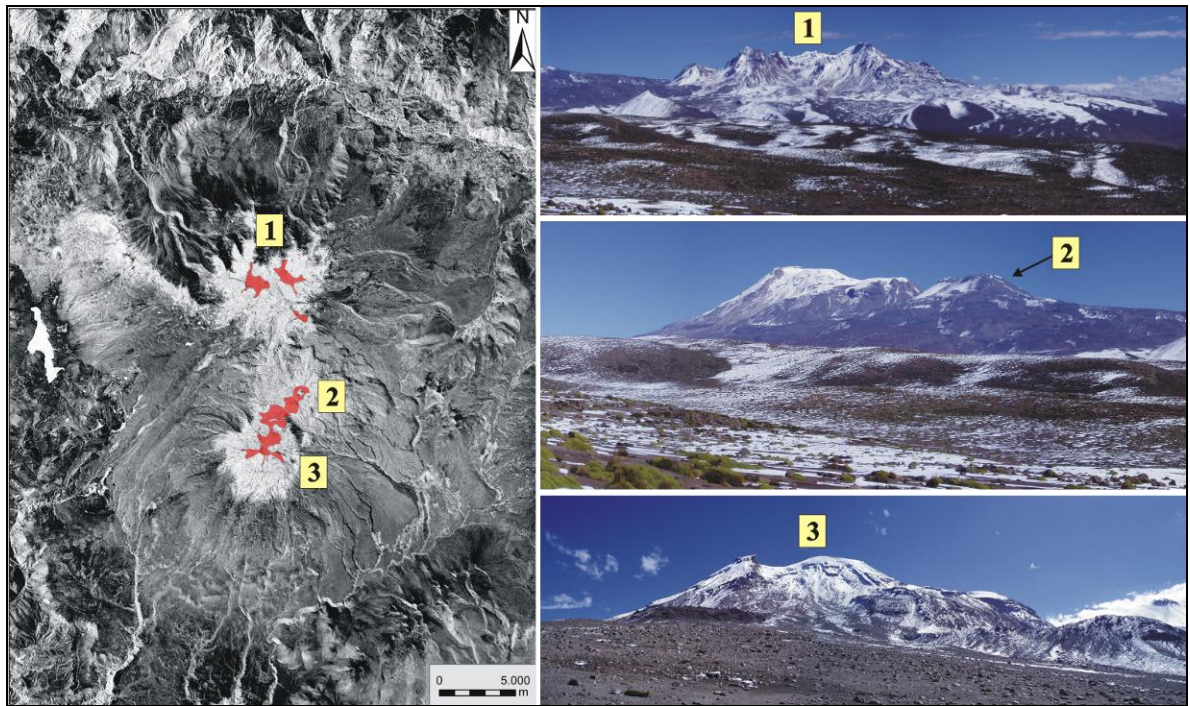
Se incluyen las formas originadas por la actividad volcánica que no han sido modificada por los agentes de modelado y que, por lo tanto, mantienen su configuración original (Lugo, 2011). En el área de estudio las erupciones de carácter explosivo formaron cráteres y conos de escorias; las erupciones efusivas dieron lugar a domos y flujos de lava, todos ellos formando parte una estructura compleja y de grandes dimensiones.

#### **1.1. Morfoestructuras volcánicas mayores.**

Destacan en primer lugar los estratovolcanes como estructuras poligenéticas originadas por la sucesión de numerosas erupciones de distinta índole y magnitud, que se suceden durante prolongados periodos de tiempo (miles o millones de años) (Martí, 2011). Están asociados a una o varias cámaras magmáticas intermedias o superficiales que con el tiempo experimentan múltiples episodios de erupción y relleno. La presión que ejerce la cámara sobre la roca caja circundante permite que el material fundido pueda utilizar el mismo conducto de salida de manera constante (Martí y Araña, 1993).

En estos reservorios, los magmas primarios pueden diferenciarse y dar lugar a magmas secundarios de diversa composición que al llegar a la superficie se acumulan en torno a un centro emisor (Martí, 2011). La intensidad de la diferenciación magmática se refleja en la variedad de productos volcánicos superpuestos que forman la estructura de los estratovolcanes.

En el caso del Ampato, se yuxtaponen tres grandes edificios alineados en dirección N-S, lo que permite utilizar el término “Complejo Ampato” para definir a toda la morfoestructura. Los estratovolcanes que integra el conjunto son el HualcaHualca al norte, Ampato al sur (da nombre al complejo) y el Sabancaya en el centro. Cada uno con características propias y arreglos estructurales distintos (Fig. 48).

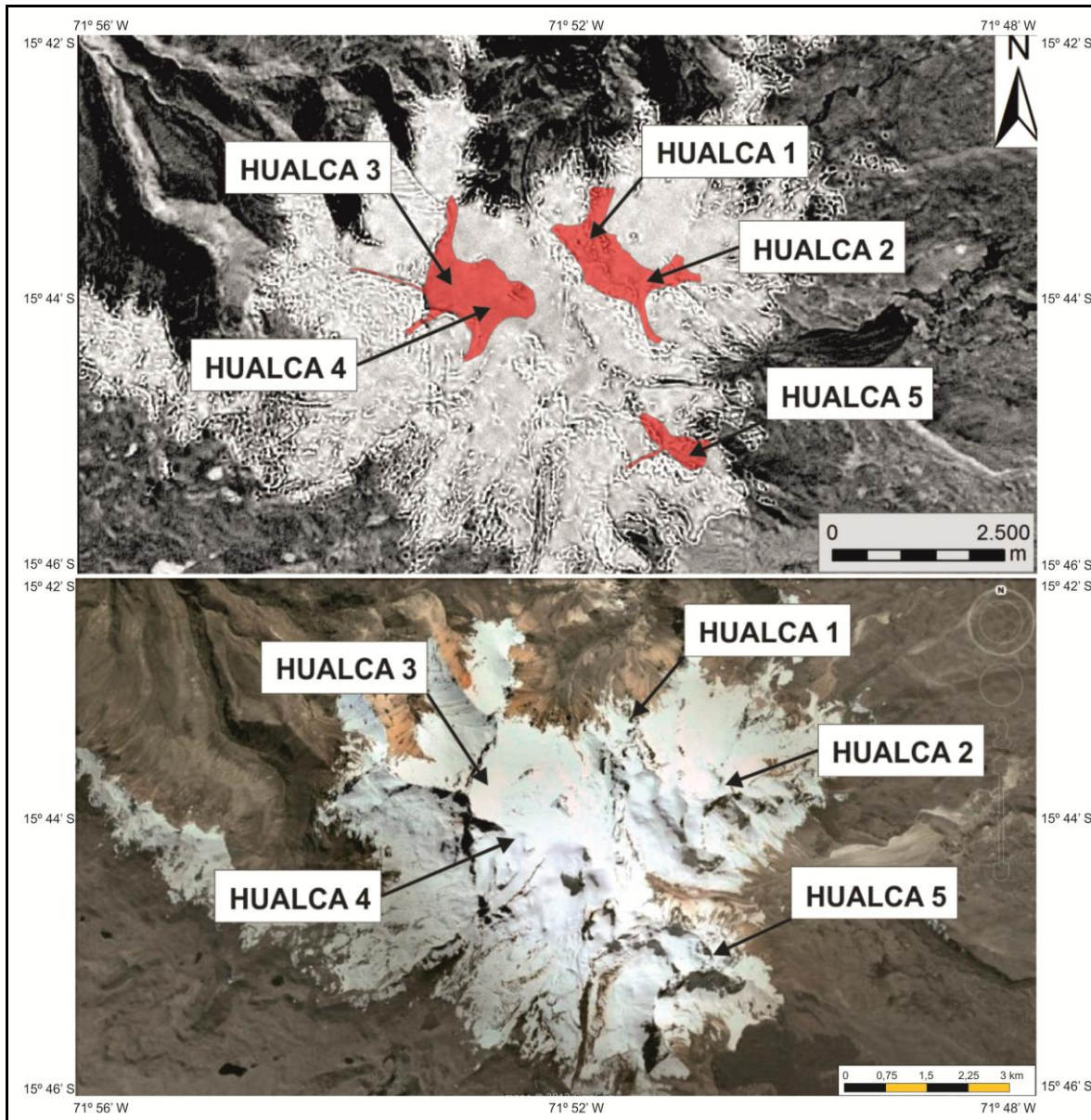


**Fig. 48.** Localización de los estratovolcanes que componen el Complejo Volcánico Ampato: 1. HualcaHualca; 2. Sabancaya y 3. Ampato (Imagen izquierda: Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mersid; Imágenes de la derecha: Julio, 2004).

a) *HualcaHualca*. Está integrado por cinco edificios volcánicos (Fig. 49). Para diferenciarlos se ha utilizado el nombre Hualca seguido de un número. De norte a sur el primero de la serie corresponde al Hualca 1 (6.025 msnm). Su forma de cono truncado se caracteriza por ser disimétrico y su la ladera norte es la mejor conservada. Las vertientes restantes han sido erosionadas de manera intensa, al ser excavadas por cuatro cabeceras glaciares que albergan en la actualidad importantes masas de hielo. La cima está formada por un cráter en herradura que se abre al SE. Su morfología no se puede observar con precisión, debido a la existencia de un manto nival permanente.

El Hualca 2 (6.000 msnm) está formado por un cono asimétrico ligeramente alargado en dirección este-oeste. De todas las laderas que lo constituyen, la N y NE son las mejor conservadas. En las vertientes restantes, se han desarrollado circos glaciares amplios y

relativamente profundos. En la cima existe un cráter en herradura orientado hacia el SW, que también fue modelado por las masas de hielo.



**Fig. 49.** El HualcaHualca está formado por 5 edificios volcánicos que han sido modelados intensamente por los glaciares (Imagen superior: NASA 2000, Landsat 7 - MRSID, ajustada a un Modelo Digital del Terreno; Imagen inferior: Googleearth, 2012).

Al oeste de los dos primeros edificios mencionados, se localiza el Hualca 3 (5.800 msnm), se trata de un volcán con una morfología muy afectada por la erosión glaciar, en el que la cima es el único sector volcánico original que se ha conservado (Fig. 50). En ella se localiza un cráter en herradura de grandes dimensiones que está abierto hacia el NE. La



abertura de esta depresión es muy amplia y sus extremos se conectan con una cabecera glaciar activa que también se desarrolla en la misma dirección.



**Fig. 50.** Edificio Hualca 3 desde el altiplano de Huambo, situado al W del complejo. Se aprecia que las laderas de esta morfoestructura han sido modeladas intensamente por las masas de hielo y que la cima, en resalte, es el único sector que conserva su morfología volcánica original (Julio, 2004).

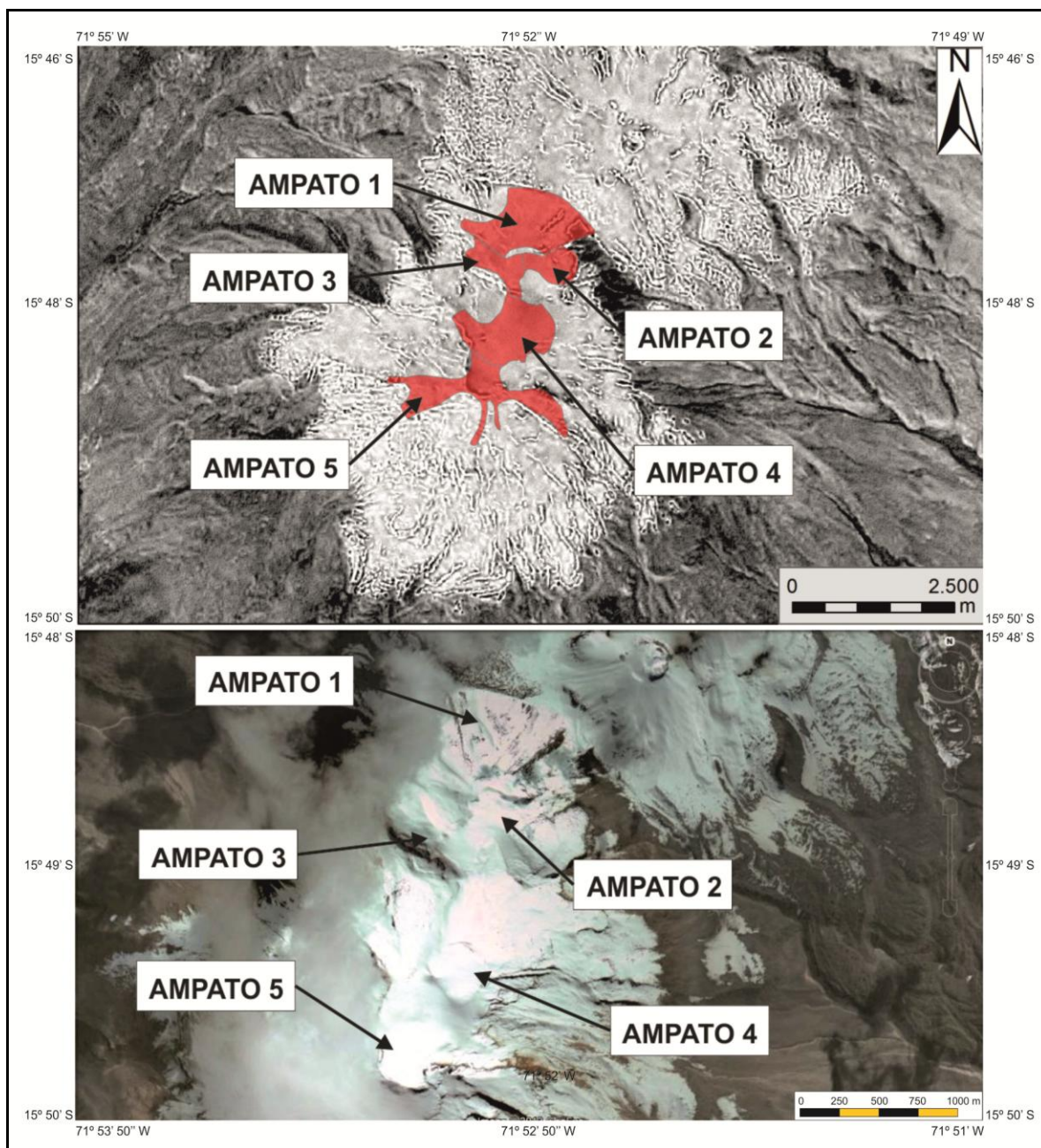
El Hualca 4 (5.850 msnm) se localiza al E del edificio anterior (Hualca 3). De todas las estructuras diferenciadas en el conjunto HualcaHualca, la cuatro es la que tiene un mejor nivel de conservación. En este caso la erosión glaciar solo transformó el sector inferior de la ladera norte y sur, mientras que el resto del volcán mantiene su morfología original de cono truncado, mientras la cima esta coronada por un cráter pequeño, cerrado y bien definido. Todas estas características permiten afirmar que se trata del edificio más reciente del grupo HualcaHualca.

Por último el Hualca 5 (5.900 msnm), es el más meridional y el que menor área ocupa de todo el conjunto. Se configura como una cresta alargada en dirección NW-SE, morfología que se debe a la acción erosiva de varios glaciares afincados en las laderas NE y SW,

proceso especialmente intenso durante la última glaciación. En la cima aparece un cráter en herradura de rasgos suaves como consecuencia del modelado glaciar.

*b) Ampato.* Se trata de un estratovolcán que está constituido por la superposición de cinco edificios (Fig. 51 y 52), identificados con el nombre de Ampato seguido de un número. Con este criterio, al más septentrional se le denominó Ampato 1 (6.050 msnm), que corresponde a un edificio parcialmente sepultado por el desarrollo de los volcanes posteriores (Ampato 2 y 3). La ladera norte es la única que mantiene su forma original con cierta integridad. Del análisis de este sector puede deducirse que existía una morfología similar a un cono trucado, mientras en la parte alta se han diferenciado los restos de un cráter bien definido. Estas características son suficientes para considerarlo como un relieve relativamente reciente que de alguna manera ha resistido la acción erosiva de los glaciares.

Los volcanes Ampato 2 (5.950 msnm) y 3 (6.000 msnm), se emplazaron sobre un cono preexistente (Ampato1). El Ampato 2 creció sobre la ladera SW del Ampato 1, mientras que el Ampato 3 ocupó el sector SE; la distancia entre ambos es muy corta. La figura inicial cupuliforme fue modificada posteriormente por la acción de los glaciares hasta quedar reducida a unos montículos alargados sin cráteres en las cimas. Estos dos volcanes son los relieves más *jóvenes* del grupo Ampato. La morfología que los caracteriza y la posición culminante sobre el resto de unidades, indican que su formación debió producirse en el Holoceno.



**Fig. 51.** Detalle de las cinco morfoestructuras menores que conforman el estratovolcán Ampato. Aunque están cubiertas por una capa de hielo y nieve, fue posible delimitar su perímetro y analizar su morfología (Imagen superior: NASA 2000, Landsat 7 – Mersid ajustada al MDT; Imagen inferior: Googleearth, 2012).

El Ampato 4 (6.200 msnm), está situado en el centro del conjunto. Se caracteriza por su forma cónica ligeramente alargada de este a oeste y la presencia en la cima de un cráter cerrado, bien definido a pesar de tener un manto de nieve que lo cubre. El desarrollo de extensos y profundos circos glaciares en su vertiente oeste ha reducido sustancialmente su área inicial. Como resultado del proceso anterior, la forma original de la ladera ha evolucionado hasta transformarse en una cresta delgada que actúa de divisoria entre las



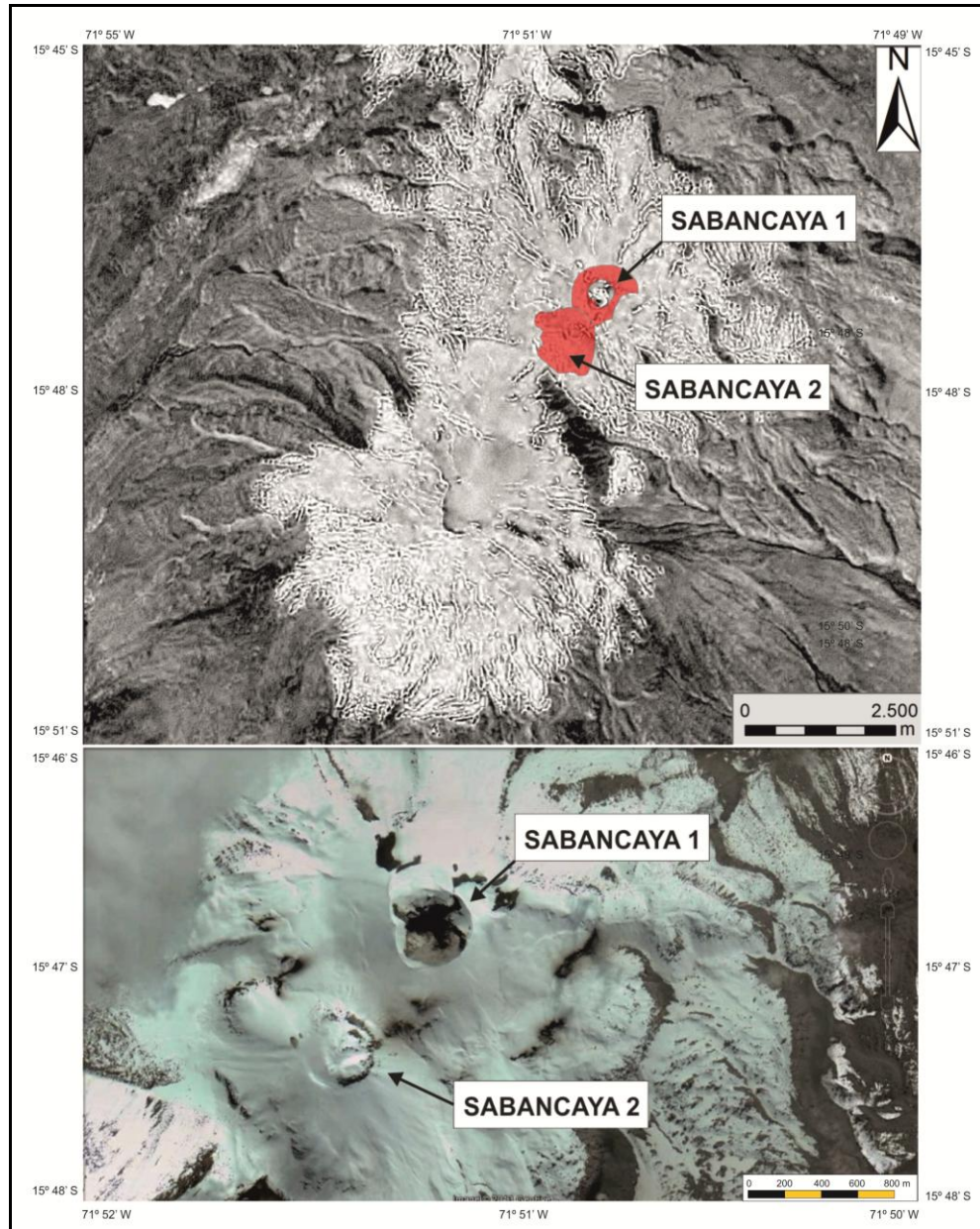
cabeceras glaciares. Por último hay que mencionar que el Ampato 4 tiene la mayor altitud del conjunto y que a pesar del dismantelamiento de sus bordes, los rasgos morfológicos de la cumbre ponen de manifiesto que se trata de un volcán reciente.



**Fig. 52.** Vista aérea del estratovolcán Ampato. En general, su morfología es el resultado de la actividad volcánica y la acción glacial (Julio, 2004).

Al sur del edificio anterior se localiza el Ampato 5 (6.250 msnm). Este volcán se caracteriza por ser el cono más extenso y elevado de todo el conjunto Ampato. Su cima esta coronada por un cráter muy erosionado, abierto en dirección este por la acción de los glaciares. La amplitud de esta depresión volcánica favorece que funcione como una cabecera glaciaria activa, donde se acumula una masa de hielo que fluye por las laderas orientales del complejo. Visto en planta, su forma se asemeja a una estrella irregular de cinco puntas que deriva de la extensión radial de un conjunto articulado de circos glaciares amplios y profundos. A pesar de su forma se le considera un volcán reciente, como atestigua su morfología: se reconoce el perímetro del cono original y la existencia de estructuras primarias en la superficie de los flujos de lava.

c) *Sabancaya*. Dos edificios principales componen este grupo (Fig. 53 y 54); el Sabancaya 1 (5.900 msnm), es un cono bien conservado, con excepción del sector SW, donde la formación de un pequeño glaciar provocó la erosión de una porción de la ladera.



**Fig. 53.** Localización de los edificios que integran el conjunto Sabancaya. En la imagen inferior, puede apreciarse el cráter bien definido del Sabancaya 1 y la morfología de cúpula del Sabancaya 2 (Imagen superior: NASA 2000, Landsat 7 – Mersid ajustado al MDT; Imagen inferior: Googleearth, 2012).

La cima está ocupada por un cráter de aproximadamente 400 m de diámetro bien definido, pero parcialmente cubierto por un domo de lava simétrico que creció en su interior. Existen otros elementos a destacar al sur de este sector. Se trata de la existencia de por lo menos

tres bocas (vents) muy *frescas*, que podrían haberse formado en las erupciones registradas en los años noventa.

Otro edificio de este conjunto es el Sabancaya 2 (5.950 msnm), se ubica sobre el flanco suroeste del 1 y presenta una morfología convexa de cúpula simétrica. La ausencia de huellas de modelado y su posición por encima de Sabancaya 1 hacen evidente que es el edificio más *joven* del conjunto. El carácter efusivo es la característica de estas formas, desde sus cráteres y vents se han se han expulsado importantes volúmenes de lava, que se han dispuesto en torno a los centros de emisión a manera de potentes coladas sobrepuestas.



**Fig. 54.** Estratovolcanes Ampato (izquierda) y Sabancaya (derecha). Vista desde el altiplano de Patapampa del flanco este del Complejo Ampato (Octubre, 2005).



## **1.2. Conos de lava.**

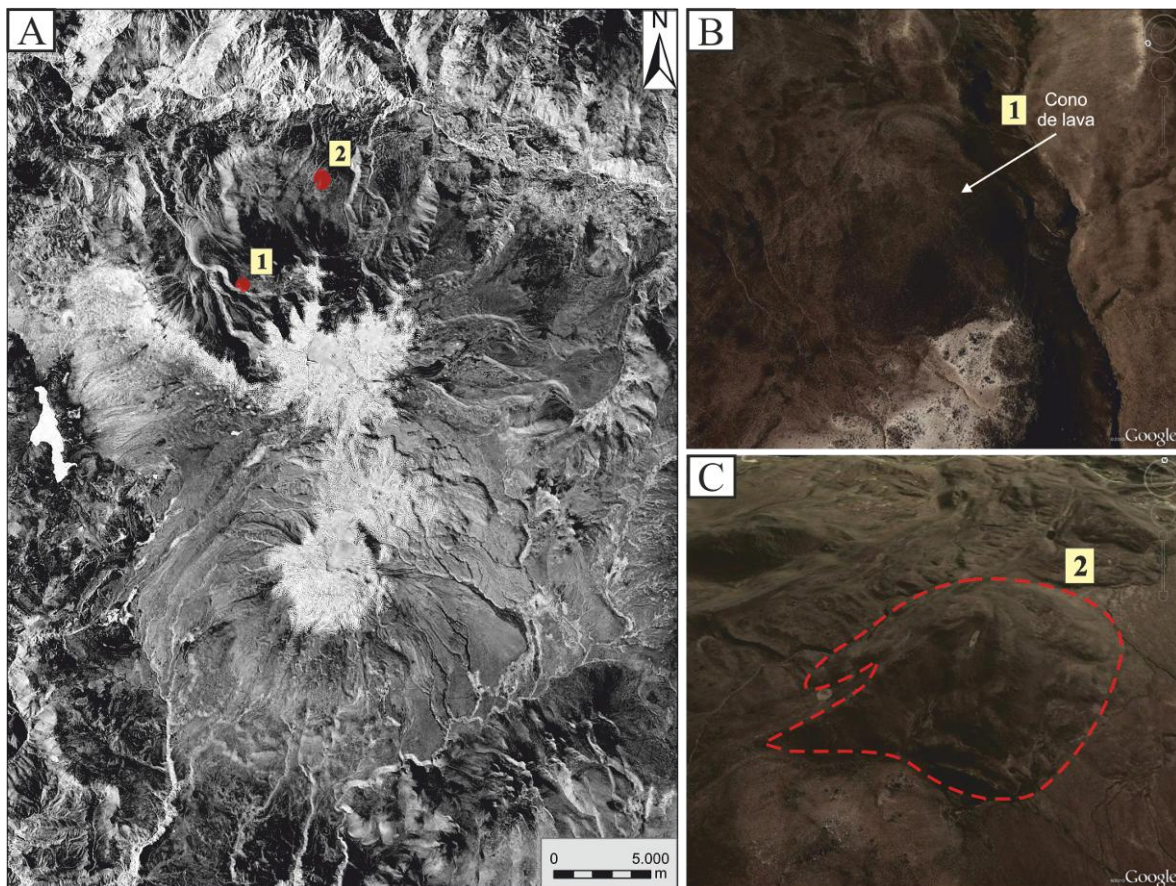
Son edificios volcánicos con forma de cúpula de base amplia que se originan por la superposición de flujos de lava cortos, de elevada viscosidad y poco espesor que se acumulan en torno a un punto de emisión. Suelen presentar un cráter de tamaño variable en función de las dimensiones del edificio, cuyo origen se debe al hundimiento del sector culminante, cuando el conducto se vacía de magma al finalizar la erupción (MacDonald, 1972).

En el complejo volcánico Ampato existen dos relieves de este tipo; uno de ellos con la cima convexa y el otro con el cráter abierto (Fig. 55). El primero, sin cráter, se localiza al noroeste del HualcaHualca, presenta una forma de cúpula y culmina en la cota de 4.600 msnm. Es probable que los materiales lávicos andesítico-dacíticos emitidos en su último periodo de actividad, hayan sepultado un posible cráter.

La génesis de este tipo de formas se asocia con el apilamiento de lavas viscosas, que una vez en superficie se caracterizan por su desplazamiento lento. No permiten que el edificio alcance grandes alturas, pero sí que favorecen el ensanchamiento de su base. Para el caso que se analiza, la altura relativa es de 100 metros (distancia entre la base y la cima), mientras que el diámetro alcanza una longitud de 800 m.

El segundo cono está situado en la vertiente norte del HualcaHualca, presenta laderas homogéneas en longitud e inclinación, lo que explica la existencia de una cúpula simétrica de 4.200 m de altitud. En la cima se reconoce un cráter por donde se emitieron importantes flujos de lava y que lo abrieron hacia el suroeste. Este evento tuvo que durar el tiempo suficiente para que el edificio alcanzase los 200 m de altura relativa y un diámetro máximo de la base de aproximadamente 2.000 metros.

Los conos de lava son una de las formas del relieve más jóvenes de todo el entorno del complejo y en ambos casos su emplazamiento se ha producido sobre los depósitos asociados a un antiguo colapso volcánico.



**Fig. 55.** A. Localización de los conos de lava en el Complejo Ampato. B. Detalle del cono situado al NW del HualcaHualca. Se observa en la cima un cráter, cubierto de manera parcial por flujos de lava. C. Edificio ubicado al N del HualcaHualca, con cráter abierto hacia el SW. Ninguno de los dos edificios ha sido afectado por procesos erosivos y su posición relativa culminante, con respecto a los relieves post-avalancha, indica que su edad de formación es reciente (Imagen izquierda: NASA 2000, Landsat 7 – Mersid ajustado al MDT; Imágenes de la derecha: Googleearth, 2012).

### 1.3. Conos de escorias.

Son edificios secundarios de pequeñas dimensiones, por lo general aislados, de morfología tronco-cónica. Se originan por la acumulación continua y alterna de flujos de lava basálticos y diversos tipos de piroclastos (principalmente cenizas y lapillis), a partir de un punto de emisión. Por tanto, su formación involucra erupciones efusivas y explosivas de tipo estromboliano. Cada estilo eruptivo depende de la composición del magma; en el primer caso es basáltico-andesítico y en el segundo andesítico-basáltico (Martí y Araña, 1993; Schmincke, 2004; Lugo, 2011).

Los conos de escorias por lo general presentan una morfología homogénea y simétrica, en donde la inclinación de las laderas es de 30° a 35° (MacDonald, 1972). Precisamente la

abundancia de piroclastos y su escasa o nula cohesión hacen que los conos de escorias puedan ser erosionados con facilidad ante la acción de cualquier agente exógeno (Muñoz, 1992).

En el área de estudio los volcanes de este tipo son ligeramente diferentes en cuanto a su morfología; es decir, unos son asimétricos y otros tienen una forma en herradura. Según MacDonald (1972), la primera característica está vinculada con un reparto desigual de los materiales emitidos, debido a que la topografía previa no facilitó un acomodo simétrico de los piroclastos, o bien porque la dirección del viento fue la misma durante la erupción.

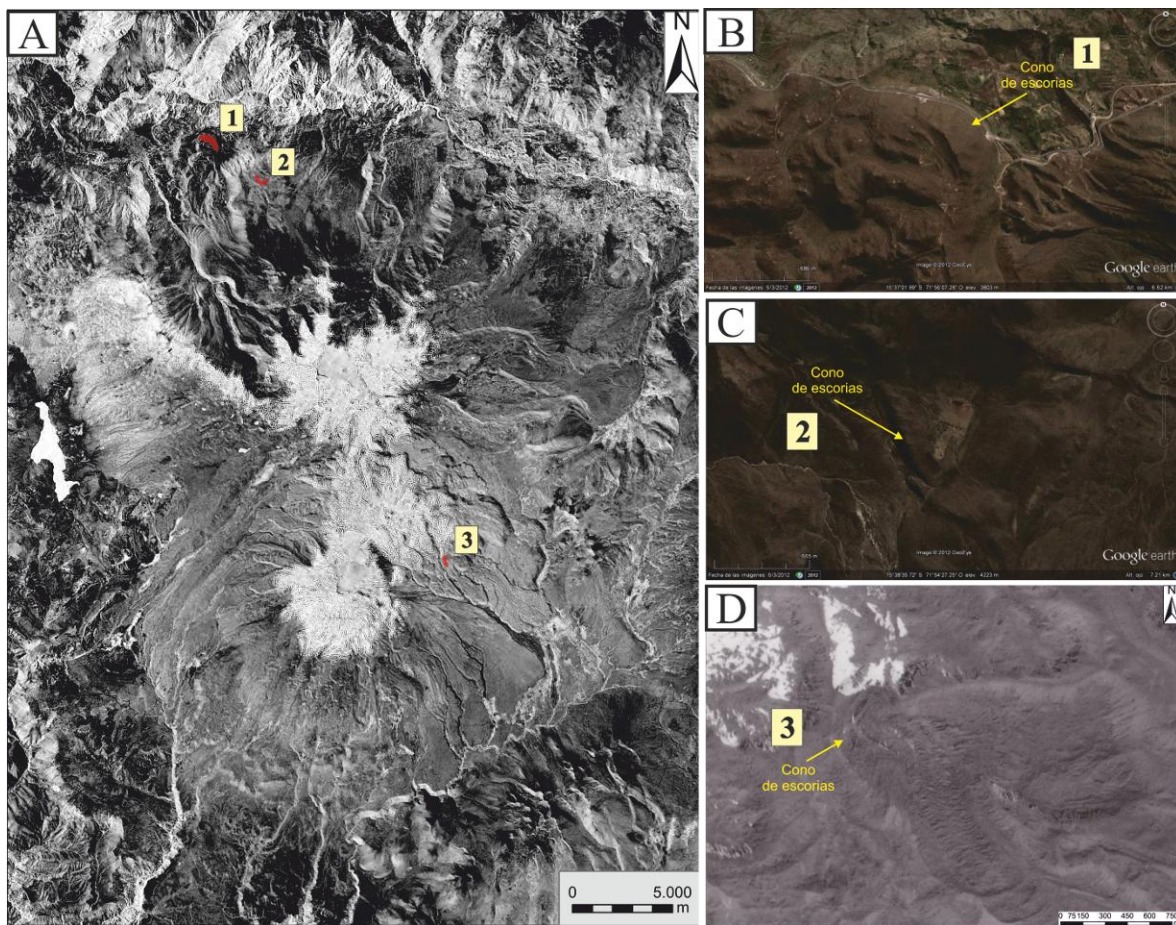
La forma en herradura del cono se atribuye a la emisión de lava por el cráter durante la erupción. Los flujos de lava tienen la capacidad de empujar y arrastrar fácilmente los materiales piroclásticos que forman las laderas. Otra variante para explicar el origen de los conos de escoria abiertos son las explosiones dirigidas que suelen afectar solo a un flanco.

En el Complejo Ampato se han diferenciado tres conos de escorias (Fig. 56). Dos de ellos se sitúan al noreste de los volcanes mayores del HualcaHualca. Ambos tienen una morfología en herradura y sus cráteres están abiertos en direcciones opuestas.

El más septentrional, tiene una altura aproximada de 100 m, un diámetro de 1.200 m y su altitud máxima es de 3.800 msnm. Culmina en un cráter abierto hacia el suroeste, como consecuencia de la emisión de flujos de lava. El cono meridional tiene dimensiones más reducidas, su altura es de 50 m, su diámetro alcanza los 750 m y la cima presenta un cráter abierto hacia el norte.

La morfología de los conos no ha sido modificada por la erosión, razón por la cual se consideran de edad reciente. Su presencia resulta poco frecuente en áreas glaciadas, ya que pueden ser desmanteladas íntegramente por los flujos de hielo. Se estima que su formación se produjo después de la desaparición de los extensos glaciares, desarrollados en el Complejo Ampato durante la última glaciación.





**Fig. 56.** Localización de los tres conos de escorias. En la imagen (A) se muestra su ubicación general dentro del área de estudio; en (B), (C) y (D) un acercamiento con más detalle de su morfología. Estos edificios se presentan abiertos en forma de herradura y al estar formados por piroclastos sin consolidar, los hace susceptibles a cualquier proceso de erosión. Hay que mencionar que estas estructuras ocupan espacios que no han vuelto a ser afectados por la acción del hielo desde la Última Glaciación, lo que explica su óptima conservación (Imagen A: NASA 2000, Landsat 7 – Mersid ajustada al MDT; Imágenes B y C: Googleearth, 2012; y (D) Fotografía aérea de 1955; Instituto Geográfico Nacional de Perú).

El último cono de escorias identificado, se localiza en el cuadrante suroriental del Complejo Ampato. Se trata de un edificio muy joven de 50 m de altura, una base de 600 m de diámetro y un cráter abierto hacia el este que se asocia con una colada de lava de 6 km de longitud y 2,5 km de anchura, expulsada al final del proceso eruptivo. La formación de este volcán se estima en el Holoceno, ya que se localiza varios cientos de metros *por detrás* de los arcos morrénicos frontales datados entre 13.000-18.000 a. AP, que corresponden a la Máxima Extensión Glaciar (Alcalá *et al.*, 2011).

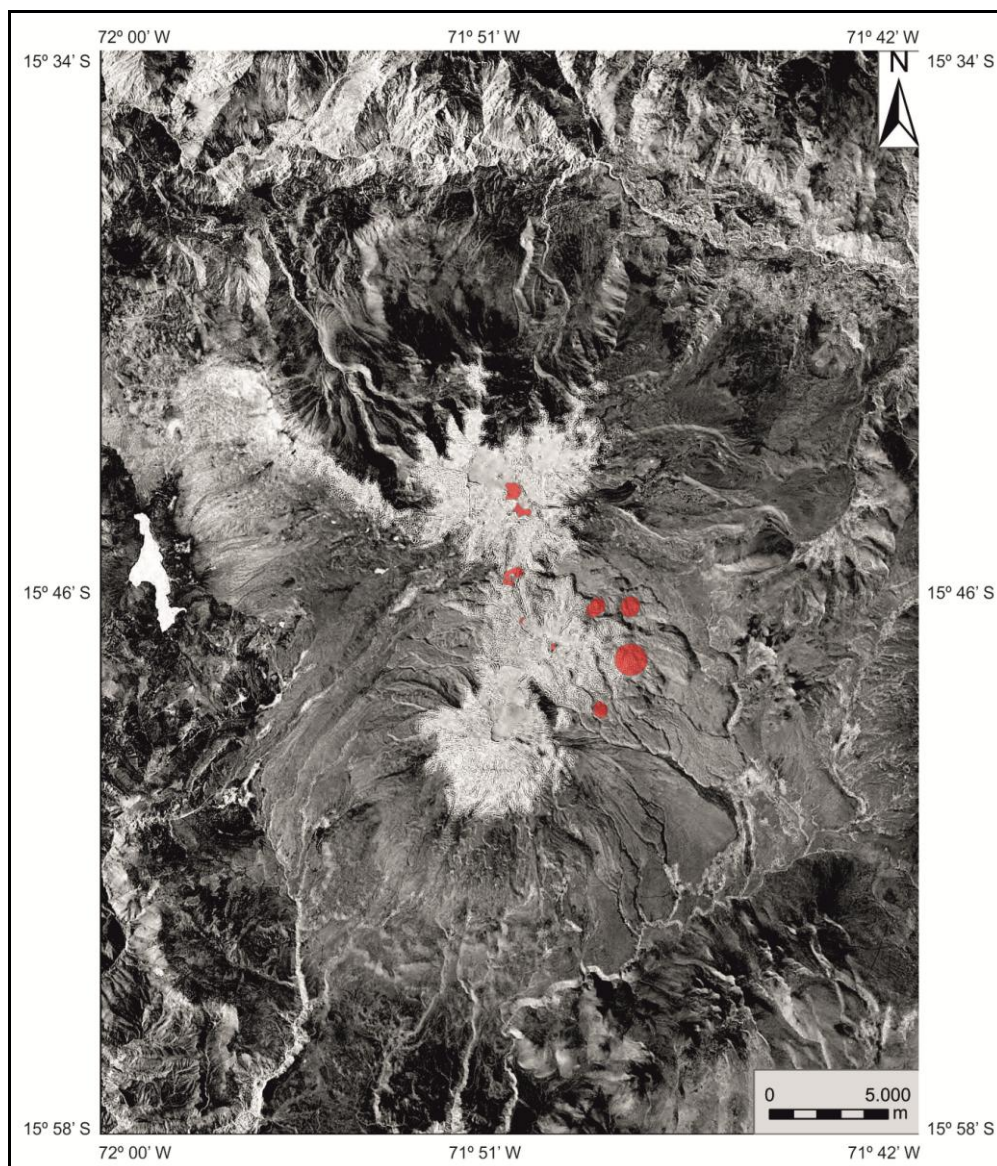
#### **1.4. Domos.**

Son cuerpos extrusivos cupuliformes originados por la acumulación lenta de lavas muy viscosas (riolíticas y dacíticas), con escasa o nula capacidad de flujo, en torno a un conducto volcánico (MacDonald, 1972; Schmincke, 2004). Su formación puede ir acompañada de explosiones, flujos piroclásticos y avalanchas. Generalmente las laderas suelen ser inclinadas (en torno a  $35^\circ$ ) y en la cimas a veces aparecen pequeñas depresiones, que se asocian a la contracción de la superficie del cuerpo de lava cuando se enfría o con la disminución de la cantidad de material fundido que asciende por el conducto (MacDonald, 1972; Lugo, 2011).

En el área de estudio se diferenciaron 9 domos (Fig. 57) de los cuales tres se localizan en la parte alta del complejo, entre las formas volcánicas mayores. Dos aparecen en el conjunto del HualcaHualca y uno en el interior del cráter del volcán Sabancaya 1. Los dos domos situados en el HualcaHualca están dispuestos con una orientación N-S; en donde el domo septentrional tiene una morfología relativamente bien conservada a pesar de que en las inmediaciones hay varios circos glaciares.

Sin embargo, la erosión de las masas de hielo fue más acusada en el otro cuerpo extrusivo (domo meridional del HualcaHualca), de ahí que su forma actual sea irregular. Entre los factores que influyeron en el incremento de la competencia erosiva destacan la elevada pendiente del terreno y el mayor espesor de las lenguas de hielo que salieron de los circos orientados al sur, más favorables para la acumulación y transformación de la nieve en hielo al ser más bajos los valores térmicos en esta vertiente.

Las diferencias morfológicas mencionadas entre ambos domos no son suficientes para establecer una secuencia temporal de su formación puesto que en su modelado influyeron aspectos específicos del lugar de emplazamiento de cada domo, como por ejemplo la proximidad o lejanía de glaciares. No obstante la información es suficiente para deducir que la erupción que los originó se produjo antes de la última glaciación.

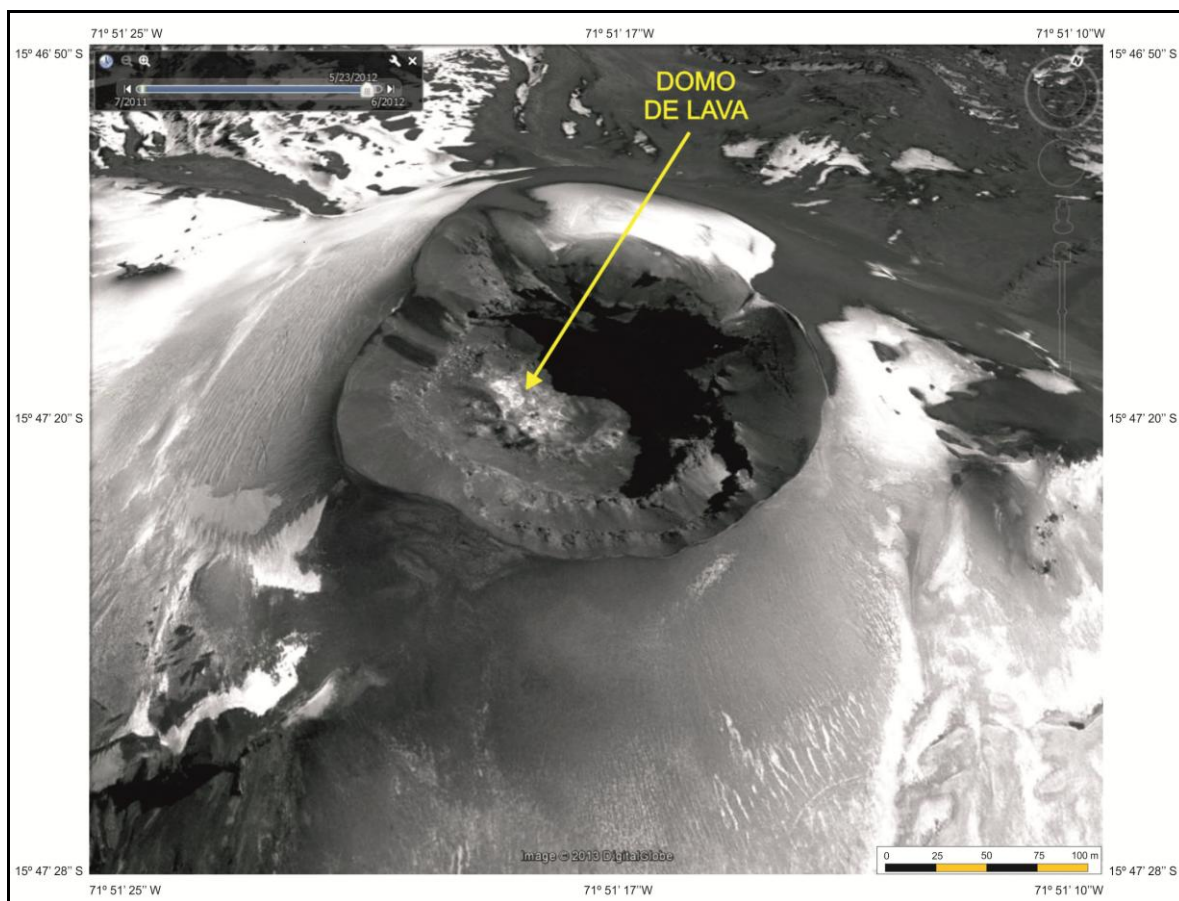


**Fig. 57.** Los domos de lava se distribuyen por las laderas y las cimas del Sabancaya y el HualcaHualca, sin un arreglo aparente (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mersid).

La morfología y el emplazamiento del domo que se localiza en la cima del volcán Sabancaya 1 (Fig. 58), lo hacen distinto a los anteriores. Al haberse desarrollado en el interior del cráter sugiere que lo obturó; por otro lado, al presentar un aspecto tan fresco es difícil asegurar que su desarrollo ha finalizado.

Su forma es ligeramente disimétrica, como consecuencia de varios eventos explosivos que formaron pequeños cráteres en torno al flanco sur. La formación de este cuerpo extrusivo se relaciona con el ascenso de magmas más diferenciados, lo que constituye un cambio significativo en la historia eruptiva reciente del Sabancaya 1.

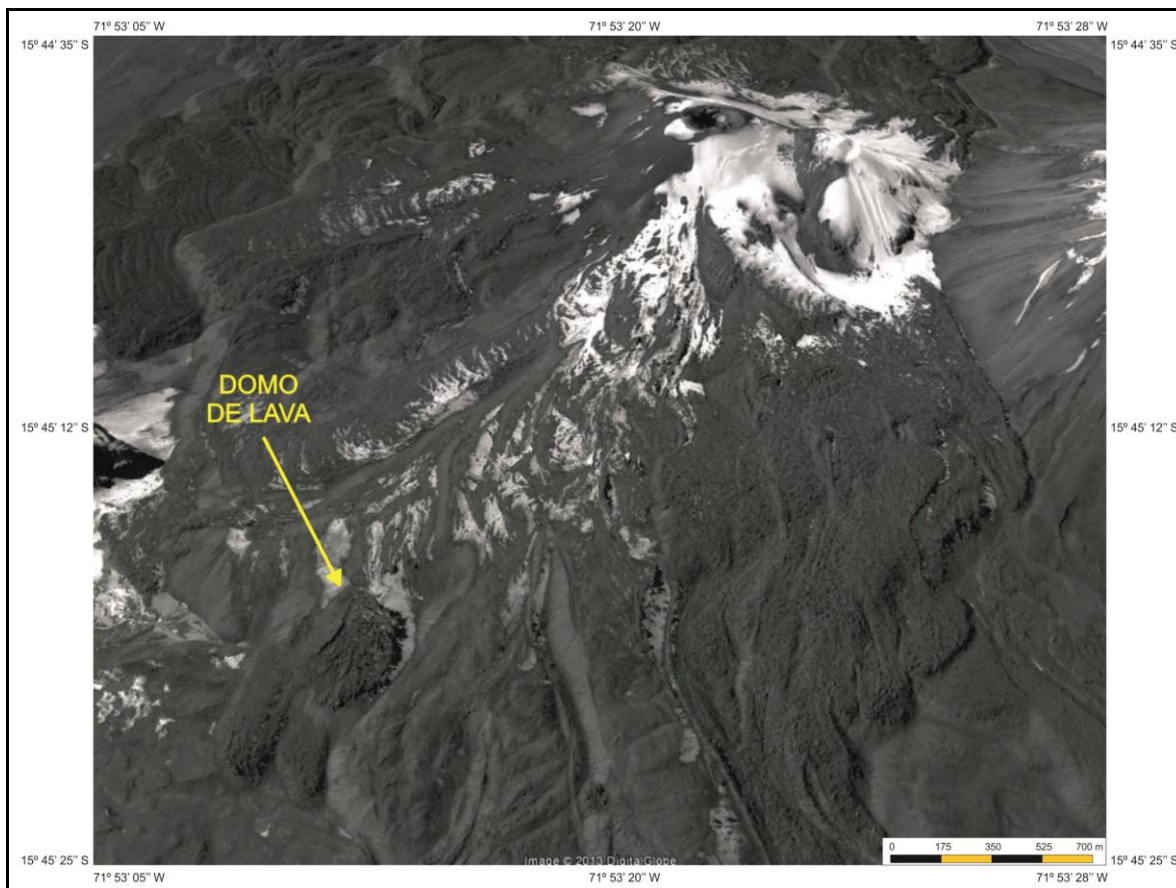




**Fig. 58.** Domo situado en el interior del cráter del Sabancaya 1. Su aspecto fresco indica que ha podido formarse durante los eventos eruptivos históricos o incluso en las últimas erupciones que tuvieron lugar en la década de los noventa del S. XX (Googleearth, 2012).

Los 7 domos restantes se distribuyen en la ladera norte y este del Sabancaya (Fig. 59). Su localización está condicionada por un sistema de fallas que se orienta en dirección NW-SE. El tamaño de estos relieves es heterogéneo, las alturas varían de 50 hasta 200 m; mientras que los diámetros se presentan entre 900 y 1.380 m. Sin embargo las morfologías son similares (cupuliformes y simétricas), y conservan su aspecto inicial. Algunos de ellos han llegado a coalescer al haberse desarrollado próximos entre sí.

La conservación completa de sus rasgos morfológicos primarios y su localización en el interior de los valles excavados por los glaciares durante la última glaciación del Pleistoceno, indican que la extrusión de los materiales andesíticos y dacíticos que los forman tuvo lugar en el Holoceno, cuando el proceso de deglaciación ya se encontraba en una fase avanzada y los *reavances* glaciares en el Sabancaya ya no tuvieron la entidad suficiente para remodelarlos.



**Fig. 59.** Entre las coladas de lava localizadas en las laderas del Sabancaya se identificaron varios domos de lava. En la imagen se muestran las que tuvieron desarrollo en la cara norte del Sabancaya (Googleearth, 2012).

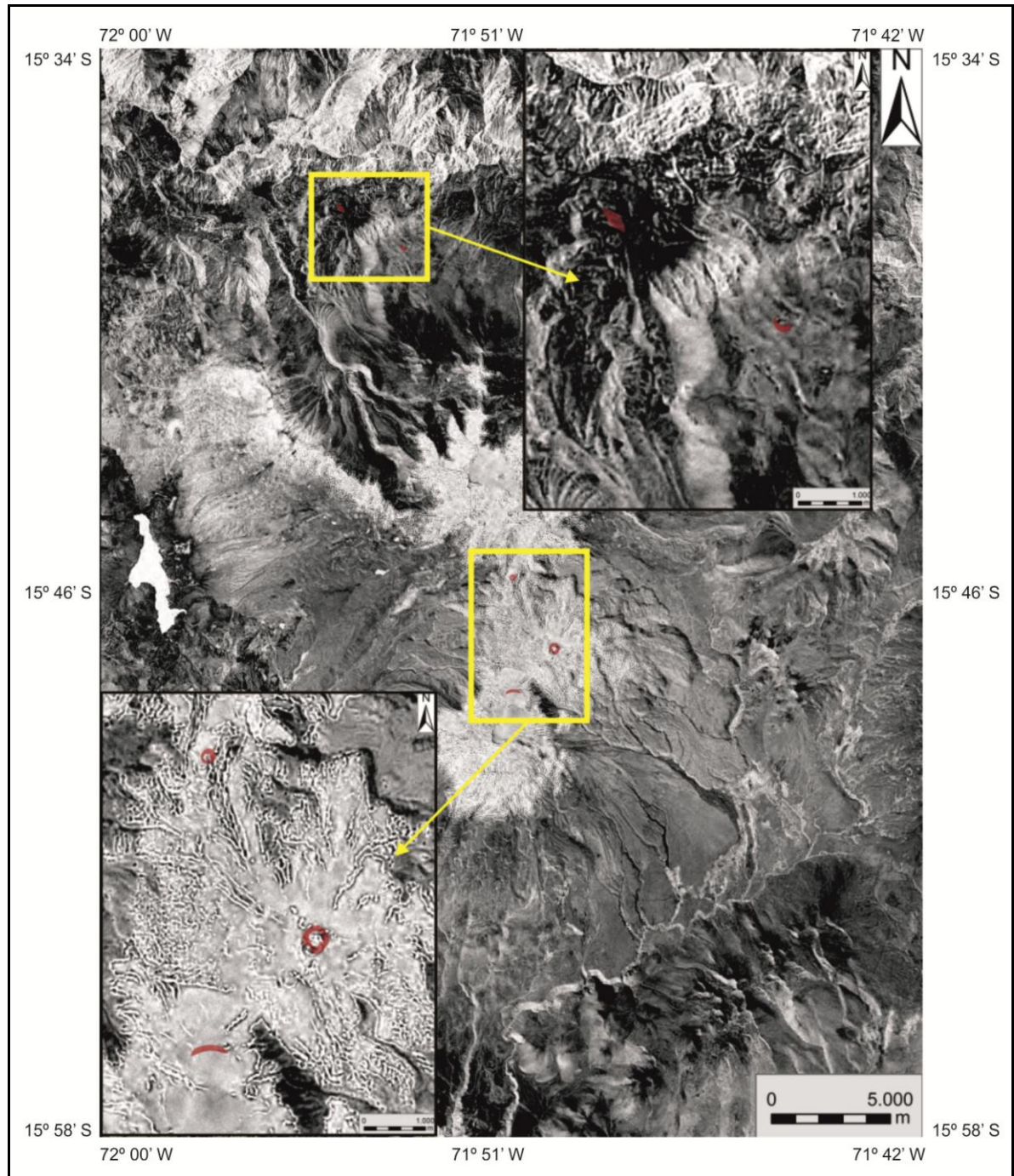
### 1.5. Laderas interiores del cráter.

Son superficies inclinadas que enlazan el contorno externo y el fondo del cráter de un volcán. La pendiente de las laderas varía en función del tipo de material del que están compuestas; la intensidad de las explosiones volcánicas (cuanto mayor sea la erupción más verticales serán las paredes del cráter); por relleno con lavas o piroclastos; la acción erosiva de los glaciares o por aguas de escorrentía debido a la fusión del manto nival cuando se sitúan en altitudes elevadas.

Las laderas pueden estar compuestas de piroclastos poco consolidados y derrames de lava, o bien por una combinación de ambas. Si predomina el material suelto son superficies poco estables desde el momento en que quedan expuestas a los procesos erosivos. En cambio si las lavas son más abundantes, las laderas tienden a permanecer estables más tiempo.



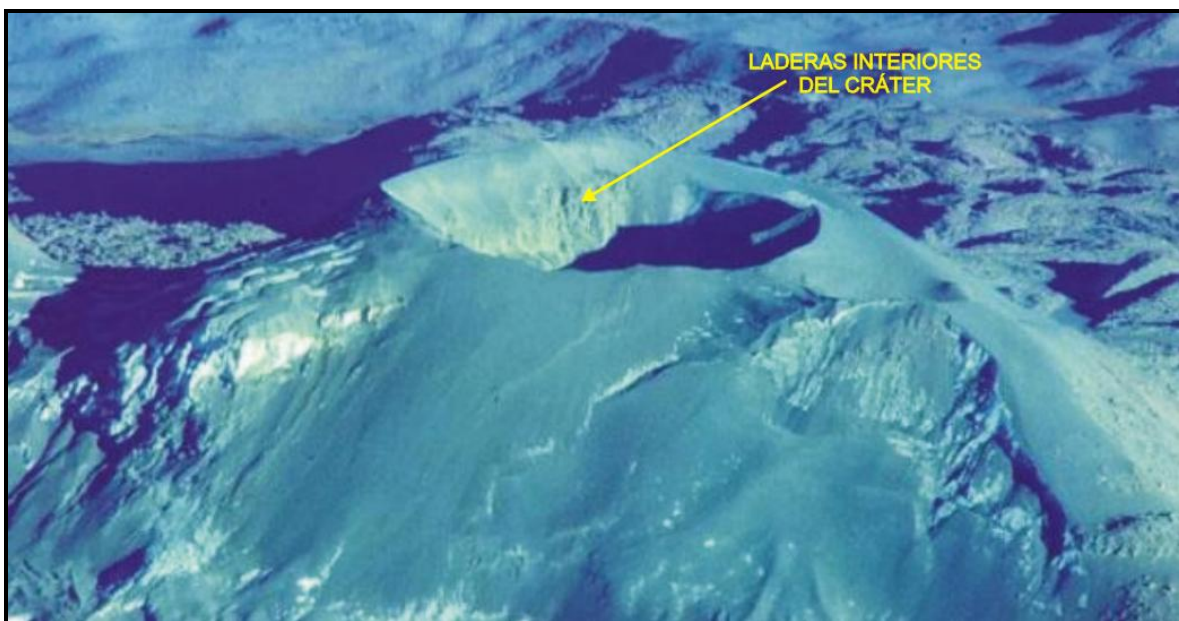
En el área de estudio se encuentran presentes en dos conos de escorias localizados al NW del HualcaHualca; en un domo de lava, situado al N del Sabancaya, y en la cumbre del Ampato 1 y Sabancaya 1 (Fig. 60). En todos los casos mencionados, las laderas presentan inclinaciones superiores a 45°.



**Fig. 60.** Las laderas interiores del cráter son visibles en el Ampato 2, el Sabancaya 1 (recuadro inferior izquierdo), y en tres edificios volcánicos menores (recuadro superior derecho) (NASA 2000, Landsat 7 - MRSID ajustado al MDT).

También fueron identificadas laderas en el interior del cráter de un domo de lava que se emplazó entre el Sabancaya y el HualcaHualca. Originalmente estas laderas tenían una morfología de embudo, pero la formación de un cuerpo de lava en el seno del cráter hizo que perdieran la forma inicial. Sin embargo, la ausencia de huellas de erosión en las laderas es una evidencia clara de que la formación del edificio es reciente.

En el Sabancaya 1 las laderas interiores del cráter son recientes (Fig. 61), no han sido afectadas por la erosión al igual que el domo localizado en el interior del cráter. El otro ejemplo se localiza en el Ampato 1, se tratan de laderas afectadas por explosiones y desmanteladas por la acción glaciaria, lo que indica que se trata de un edificio antiguo. La posición (altura relativa) de este volcán, por debajo de los edificios contiguos, hace coherente con esta estimación.



**Fig. 61.** Laderas interiores del cráter del Sabancaya 1. La verticalidad de las paredes se ve favorecida por la existencia de lavas que alternan con piroclastos. La presencia de un labio de cráter continuo (límite superior de las laderas interiores que definen el cráter) y la falta de rasgos erosivos, hacen evidente la *juventud* del relieve en este sector (Global Volcanism Program).

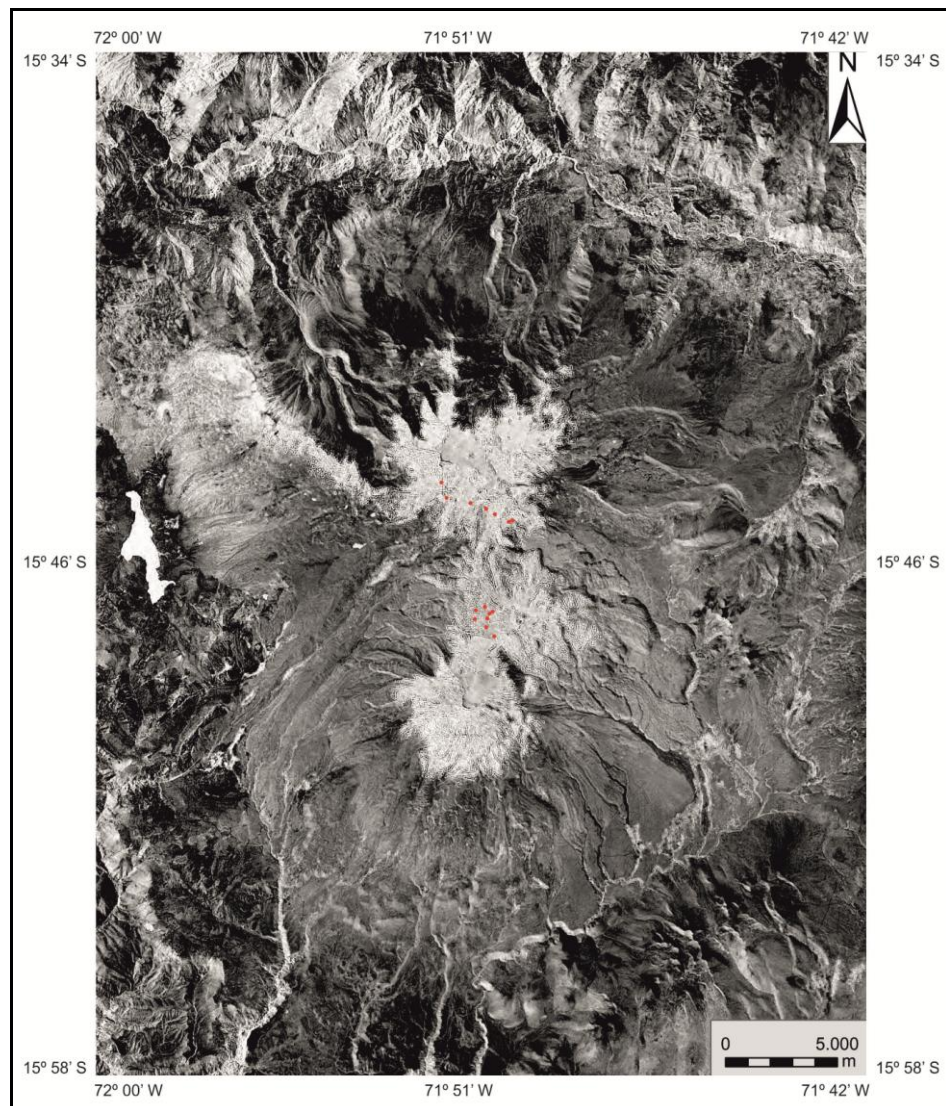
## 1.6. Vents.

Los vents son aberturas en el terreno que emiten volúmenes variables de material volcánico a la superficie (McDonald, 1972; Ucla y De Silva, 2000). Pueden aparecer en ambientes diferentes como campos basálticos y edificios compuestos. En los



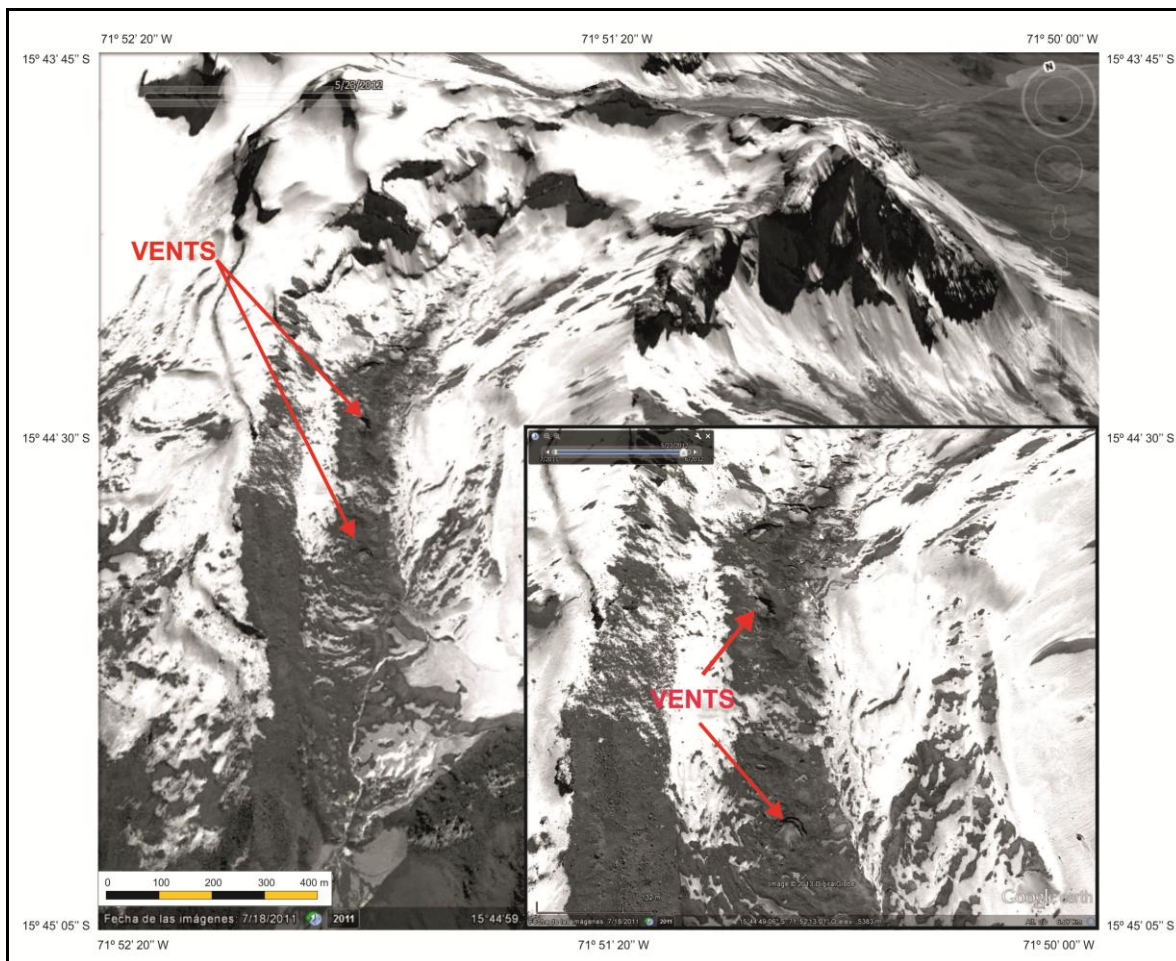
estratovolcanes, estas bocas se sitúan normalmente en las laderas o en la base del edificio y no suelen estar vinculadas a las cámaras magmática que alimenta al cono principal, sino a reservorios de magma independientes poco diferenciadas. El tipo de vulcanismo que desarrollan es monogénético y poco explosivo (Ucla y De Silva, 2000).

En el área de estudio existen dos conjuntos de vents (Fig. 62), uno de ellos se localiza en la vertiente sur del HualcaHualca y está formado por 7 bocas alineadas en dirección NW-SE. De esta disposición se deduce que se encuentran vinculadas a una red de fracturas que atraviesan el HualcaHualca con esa misma dirección. Hay que mencionar que este arreglo estructural, es similar a los que adoptan otras formas volcánicas, como los domos.



**Fig. 62.** Un grupo de vents perfectamente alineados con una dirección NW-SE se localiza en la cara sur del HualcaHualca. El otro conjunto, sin orden aparente, se sitúa en la ladera oeste del Sabancaya (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - MRSID).

Una característica común en todos los vents del HualcaHualca es el escaso volumen de material fundido emitido que se refleja en derrames de lava cortos y de poco espesor. La ausencia de huellas erosivas tanto en las bocas como en las coladas de lava, permite deducir que el evento que les dio origen es muy reciente, incluso de tiempos históricos. Esta hipótesis adquiere más fuerza al analizar con detalle la localización de estos focos de emisión. Todos ellos surgieron en el interior de circos glaciares que todavía conservan masas de hielo (Fig. 63).

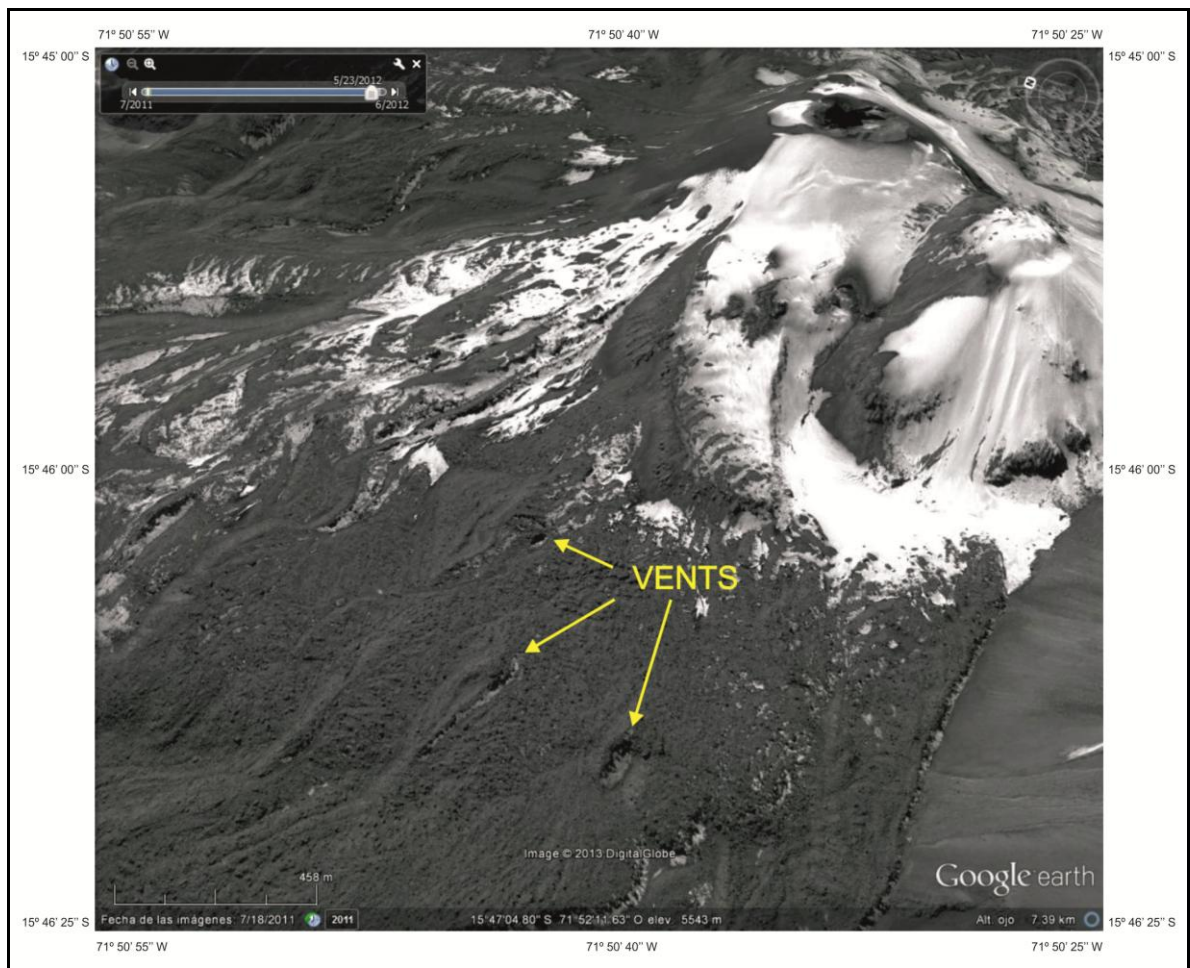


**Fig. 63.** Los vents del HualcaHualca localizados en las cercanías de los frentes glaciares actuales. Su perfecto estado de conservación permite afirmar que se formaron en tiempos históricos y es probable que sus emisiones hayan influido en el retroceso reciente del glaciar (Googleearth, 2012).

En el último avance de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), los glaciares cubrieron el terreno ocupado en la actualidad por los vents. Si estas bocas y las coladas de lava asociadas a ellas hubiesen estado allí cuando se produjo el avance, sus formas habrían sido dismanteladas por el hielo o en todo caso conservarían huellas erosivas glaciares, lo que no ocurre en ningún caso.



El segundo grupo se localiza al oeste del Sabancaya 1 y 2 (Fig. 64), está integrado por ocho aberturas que en algunos casos llegan a superponerse. Se distribuyen en grupos pequeños de 3-4 unidades paralelos entre sí, con una orientación NE-SW. Esta disposición supone la existencia de líneas de debilidad estructural que cruzan las cimas de los dos edificios mencionados. Si bien se trata de formas muy recientes no se puede especificar su edad. No obstante su posición culminante indica que fueron las últimas unidades geomorfológicas en formarse, característica que las sitúa en el Holoceno.



**Fig. 64.** Los vents situados en la ladera oeste del Sabancaya constituyen pequeños grupos de 3-4 unidades (Googleearth, 2012).

### 1.7. Coladas de lava.

Son flujos continuos de roca fundida emitidos desde una fractura o un centro emisor que se desplazan por la superficie terrestre bajo la influencia de la gravedad (Ollier, 1969; Martí, 2011). La morfología que adquieren las coladas está condicionada por varios factores, como la viscosidad inicial del magma, la magnitud de la erupción, la pendiente topográfica del terreno y el ambiente de emplazamiento (Schmincke, 2004; Macías y Capra, 2005; Martí, 2011).

Las coladas de lava ocupan una superficie de 315 km<sup>2</sup> y representan la tercera parte de la extensión del área de estudio, dato que refleja con claridad una historia eruptiva donde ha predominado una actividad de carácter efusivo. Los mejores ejemplos se observan en el flanco sur del Ampato, en la ladera este y oeste del Sabancaya y al norte del HualcaHualca.

Los derrames de lava del Complejo Ampato, proceden tanto de los edificios principales como de los secundarios (conos de lava, conos de escoria y domos) emplazados en sus laderas. La mayoría de las coladas presentan morfologías primarias (crestas de compresión y leves), lo que indica una evidente *juventud*. Aunque en un ámbito árido como el del área de estudio, también pueden aparecer en flujos lávicos no tan recientes pero que han permanecido fuera del área de acción glaciar.

En general los derrames de lava de los tres estratovolcanes proceden de magmas andesíticos y dacíticos (Mariño, 2012). La composición félsica de estas lavas y su baja temperatura de emisión, incrementaron la viscosidad del flujo (Martí, 2011). Sin embargo, esta circunstancia no impidió que la mayoría de las coladas recorrieran distancias importantes.

Factores propios de los edificios donde se instalaron fueron determinantes en la longitud que adquirieron estas lavas, como la fuerte pendiente de sus laderas o la ausencia de obstáculos vigorosos en el terreno que actuaran de freno. Los glaciares facilitaron el avance de estas coladas, al eliminar o suavizar las irregularidades topográficas del terreno de ciertas áreas. Un claro ejemplo de esta interacción de la actividad glaciar y volcánica se

observó al oeste del Sabancaya, donde dos coladas generadas en una erupción posterior al Último Máximo Glaciar se canalizaron por un amplio valle glaciar.

Del análisis de los datos relacionados con la longitud de las lavas que proceden de los cráteres principales se concluye que los flujos han experimentado un acortamiento gradual en el transcurso del tiempo. Las coladas basales diferenciadas en cualquiera de los tres volcanes llegaron hasta el altiplano circundante, donde, al disminuir la inclinación de la ladera, perdieron capacidad de flujo. Sin embargo, las lavas emitidas posteriormente solo tienen unos cientos de metros de longitud, sin alejarse de las proximidades del cráter. La causa de esa evolución, podría explicarse a partir de un aumento en el proceso de diferenciación magmática (en la cámara), lo que aumentó la viscosidad y limitó progresivamente la movilidad de los flujos.

El aumento de la viscosidad también ha influido en otros aspectos que determinan las dimensiones de las coladas de lava, como la tasa de emisión. Al descender el volumen de material extruido, la velocidad de desplazamiento de las coladas disminuye y la longitud de los flujos se reduce. Esta dinámica fue cada vez más acusada a medida que los estratovolcanes ganaron altura (actualmente los 3 edificios principales del complejo superan los 6.000 msnm), lo cual ha obligado al magma a realizar un esfuerzo cada vez mayor para ascender por el conducto principal.

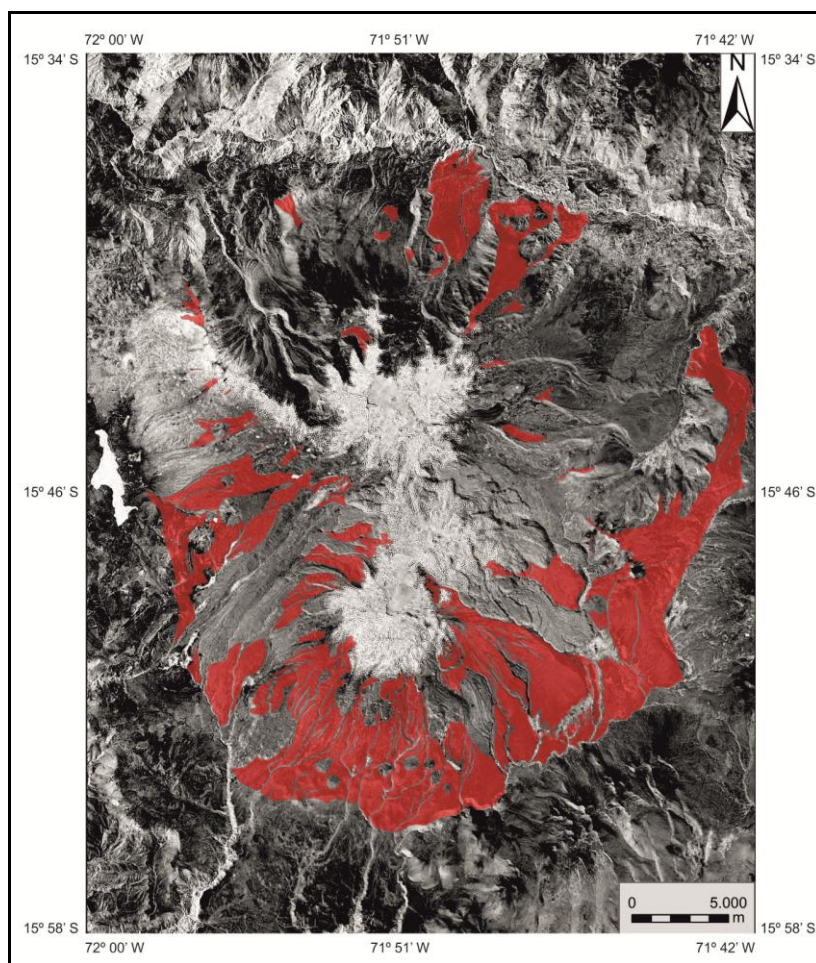
En el análisis de las coladas de lava se tomaron en cuenta aspectos como la presencia de evidencias de modelado glaciar sobre sus superficies, la conservación de morrenas sobre flujos lávicos (depositadas en la Máxima Extensión Glaciar), así como la existencia de cubiertas piroclásticas sobre ellas, que en la mayoría de los casos difumina o suaviza la morfología inicial.

El espesor de los mantos, varía en función de la proximidad a los centros de emisión de piroclastos o a la dirección de los vientos dominantes durante la erupción. La potencia de las cubiertas detríticas de origen volcánico, fue un elemento trascendente en la diferenciación morfológica de los flujos de lava, el resultado es el siguiente:

### 1.7.1. Coladas de lava cubiertas por un manto potente de piroclastos.

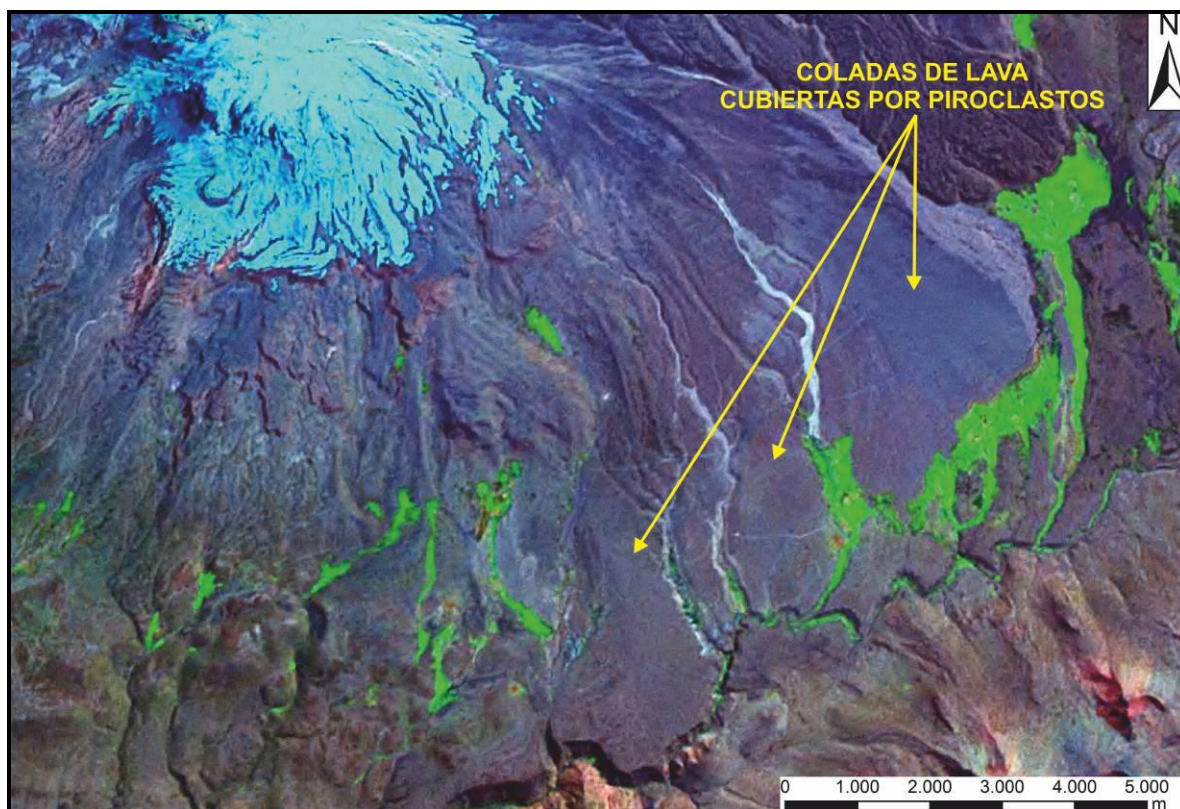
Este tipo de flujos se localizan al sur y al noreste del Complejo Ampato, en total suman 105 derrames que ocupan un área aproximada de 265 km<sup>2</sup> (Fig. 65). Esta cifra representa el 84% del total de lavas cartografiadas (315 km<sup>2</sup>) y en torno al 28% de la superficie del área de estudio.

En general son coladas de grandes dimensiones, con longitudes que varían de unos cientos de metros a varios kilómetros. La capa piroclástica que las cubre impidió identificar y analizar los aspectos propios de su morfología tanto en superficie como en los frentes lávicos (laterales y frontales) o la existencia de huellas de modelado producidas por los paleoglaciares durante las fases frías del Pleistoceno (Fig. 66).



**Fig. 65.** Al sur de la zona de estudio los flujos de lava presentan potentes cubiertas piroclásticas, hecho que dificulta caracterizar la morfología inicial de estas estructuras y por tanto establecer una edad relativa de las mismas. La distribución de las coberturas, posiblemente explica la dirección principal del viento durante los distintos periodos eruptivos del Complejo Ampato (NASA 2000, Landsat 7 - MRSID ajustado al MDT).





**Fig. 66.** La capa piroclástica potente que cubre la superficie de numerosas coladas de lava del Complejo Ampato limita el análisis de sus características morfológicas (NASA, 2000; Landsat 7 - Mersid. Bandas 1; 2 y 3).

La evidencia geomorfológica glaciar sugiere que este manto compuesto por cenizas y otros productos volcánicos puede llegar a tener varios metros de grosor. Esta valoración se deduce de interpretar la actividad glaciar que construyó morrenas con una altura media de 1 a 2 m al excavar en el manto piroclástico. A pesar de ello la acción glaciar no profundizó lo suficiente para permitir que afloren las coladas que subyacen a la potente cubierta piroclástica.

Dada la potencia y la amplia extensión que ocupa la capa piroclástica, su origen se atribuye a columnas eruptivas Vulcanianas y Plinianas, emitidas desde los cráteres principales del Ampato y Sabancaya. Los vientos dominantes de componente norte y este durante las erupciones, se encargaron de transportar las partículas hacia el sur y oeste del complejo volcánico, depositándolas sobre las coladas de lava y otros relieves presentes en este sector.



La dirección del viento se dedujo al observar que la cubierta de ceniza es más potente sobre los flujos de lava del flanco sur y en los derrames localizados al oeste del Sabancaya. La conservación del manto piroclástico fue posible, debido al escaso desarrollo que tuvieron los glaciares en este sector, lo cual se deduce de la altura de las morrenas. El oeste del Sabancaya ha permanecido fuera del alcance de las masas de hielo desde que el manto se depositó.

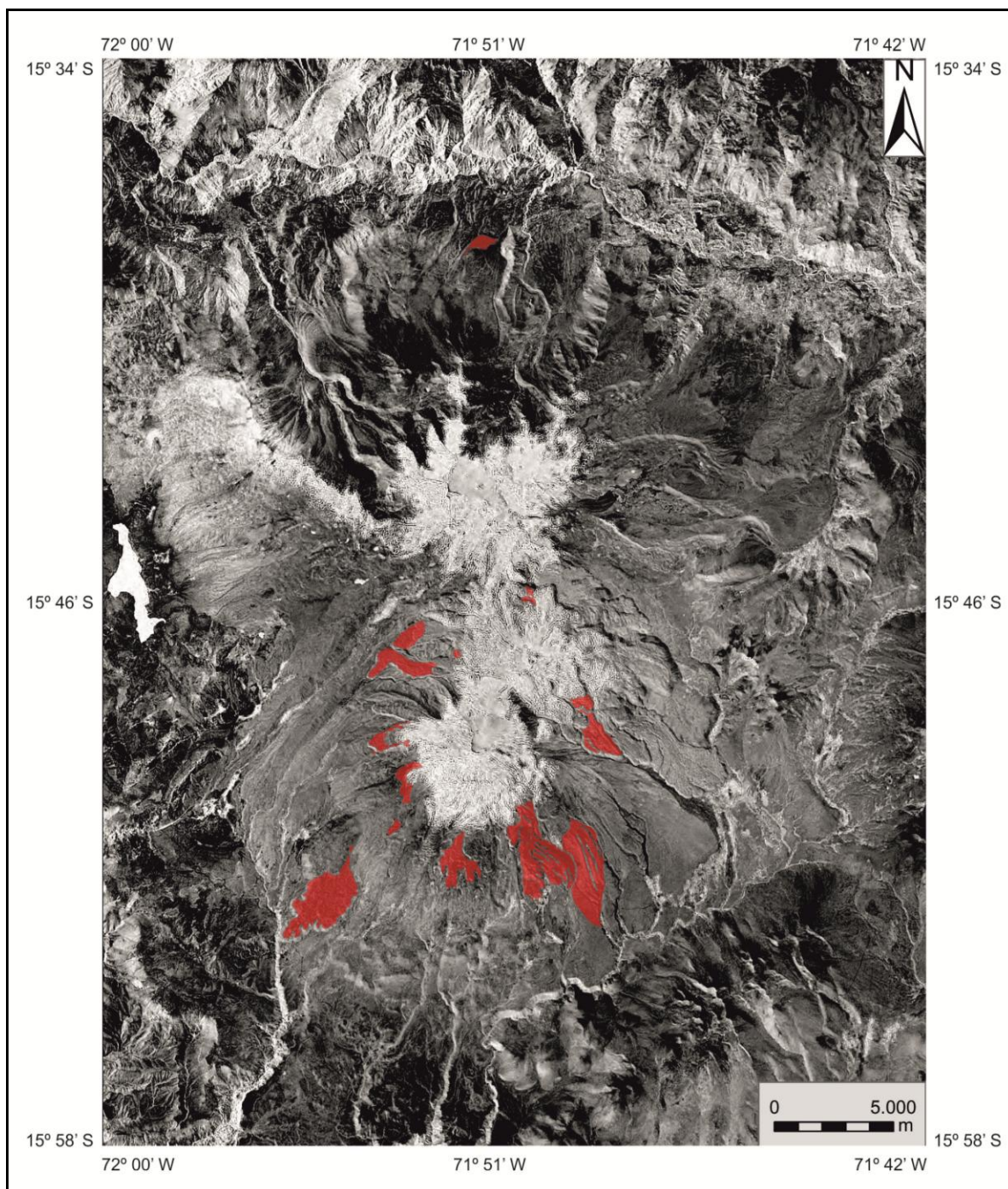
La aportación de piroclastos desde los centros volcánicos secundarios fue escasa, debido a que la actividad principal en la mayoría de ellos fue efusiva. Su localización pudo haber sido otro factor que explicara la falta de material de caída en la porción norte ya que las posibles columnas eruptivas no pudieron superar el obstáculo que representa el edificio principal.

#### *1.7.2. Coladas de lava cubiertas por un manto débil de piroclastos:*

- a) Con crestas de compresión.
- b) Con levees.

Son formas lávicas con la superficie cubierta por un manto piroclástico de poco espesor que permite observar las estructuras primarias típicas de lavas recientes. En total hay 17 derrames con estas características, de los cuales 16 se localizan entre los 4.350 a 5.300 msnm, tanto en el Ampato como en el Sabancaya. Una más se dispone en la ladera SW del Ampato, a una altitud más baja (4.100 y 4.350 msnm). Hay que mencionar que su foco de emisión no es visible al estar sepultado por lavas más recientes (Fig. 67).

Abarcan una superficie de 24 km<sup>2</sup>, aproximadamente el 7,5% del área total de las lavas del complejo y el rango de longitudes de los flujos es amplio. Los derrames más pequeños tienen unos centenares de metros y se localizan al norte y oeste del volcán Sabancaya, mientras los más largos alcanzan varios kilómetros. El mayor mide 5 km y está ubicado al sur del Ampato.



**Fig. 67.** Distribución de las coladas de lava con un manto débil de piroclastos. La mayoría se localizan en torno al Ampato (NASA 2000, Landsat 7 - Mersid ajustado al MDT).

Como el espesor de la cubierta piroclástica es reducido, fue posible diferenciar en la superficie de las lavas estructuras primarias como crestas de compresión y levees. Ollier (1969), considera a las crestas como una serie de cordones transversales a la dirección de la colada, que se originan por el enfriamiento de su superficie ante la pérdida de velocidad del flujo (1.7.2.a). Las causas involucradas en su génesis son la disminución de la pendiente y la aparición de irregularidades topográficas en el terreno que frenan al flujo.

En la vertiente sur del Ampato, la existencia de este tipo de relieve se relaciona con una disminución de la pendiente del terreno; es decir, cuando el flujo se dispone entre el conjunto montañoso y el Altiplano. Al avanzar por un espacio donde la inclinación del terreno disminuye, el derrame se desacelera y provoca diferencias de velocidad en varios sectores del flujo y el desarrollo de crestas. También es probable que la lava subyacente, contribuya en su ralentización cuando roza con las rugosidades de la superficie de desplazamiento.

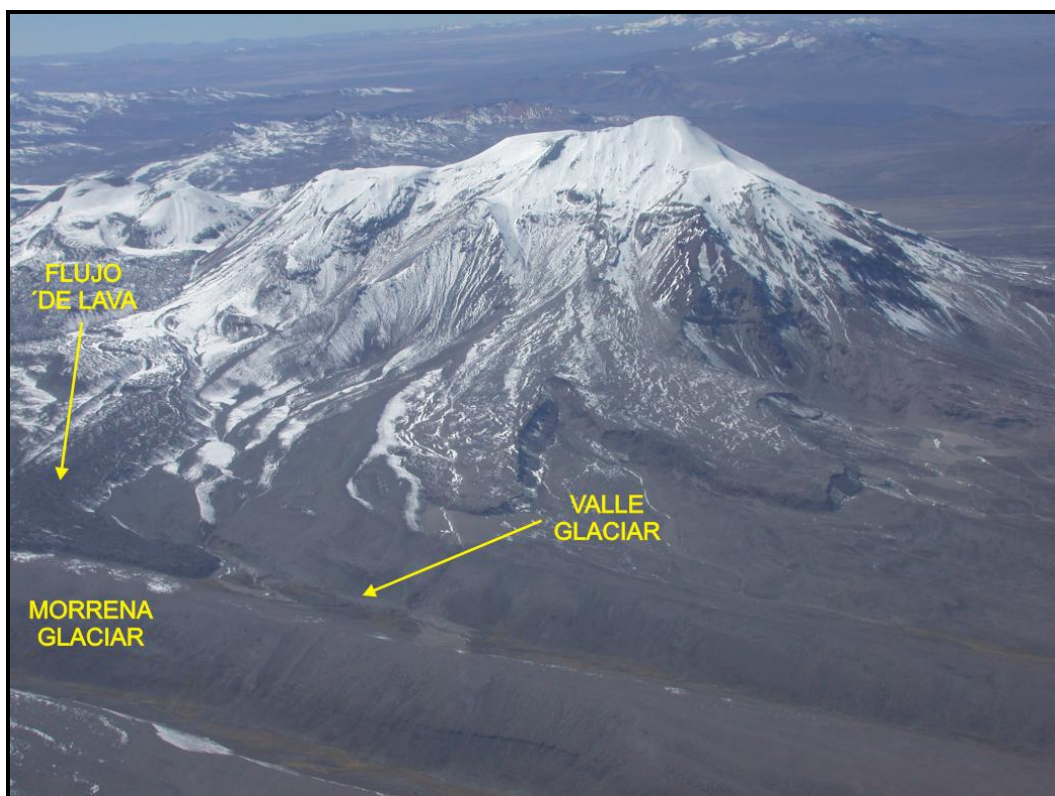
En las coladas de lava restantes, el origen de las crestas de compresión se asocia con la presencia de un relieve preexistente irregular o rugoso que ejerce resistencia al desplazamiento uniforme del flujo. Los obstáculos provocaron variados cambios de dirección favoreciendo el desplazamiento ladera abajo. Otros no pudieron desviarse, lo que los obligo a sobreponerse o formar falsos domos.

Un ejemplo de colada de lava que cambió la dirección inicial, fue la que se localiza al oeste del Sabancaya. En este caso, el derrame tiene como obstáculo una morrena de gran tamaño (de la Máxima Extensión Glaciar), este hecho hace que la colada avance por el interior del valle glaciar, una superficie más homogénea (Fig. 68). Situaciones como esta, han permitido constatar que algunas morrenas son más antiguas que los flujos de lava; situación de gran valor, para la reconstrucción glacio-volcánica del complejo.

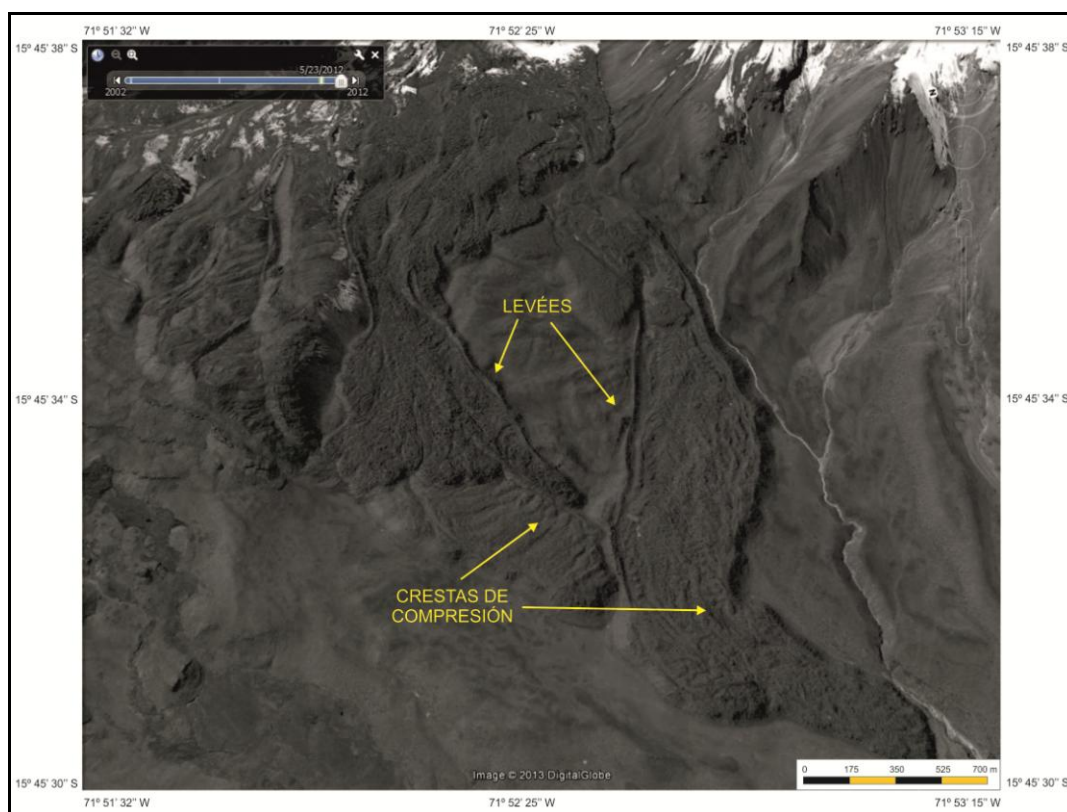
Otros relieves característicos de los flujos de lava recientes son los levées que se definen como paredes que aparecen en los márgenes laterales de los derrames (1.7.2.b). Siguen la dirección general del flujo y su génesis está relacionada con el enfriamiento diferencial de la colada, al solidificarse el exterior del flujo mientras la parte central continúa fluyendo.

Cuando el ritmo de emisión de material disminuye, el sector central del derrame se vacía paulatinamente y los bordes quedan en resalte (Francis y Oppenheimer, 2004; Martí, 2011). En el área de estudio, los levées son más evidentes en las coladas que se localizan en las vertientes suroeste y oeste del volcán Ampato, donde el espesor de la cubierta piroclástica es menor (Fig. 69).





**Fig. 68.** Vertiente oeste del Sabancaya, el flujo de lava tiene como obstáculo una morrena que lo obliga a cambiar de dirección y encauzarse por una superficie más regular. En este ejemplo, la emisión de lava es más reciente que el emplazamiento de los detritos glaciares (Julio, 2004).



**Fig. 69.** La tenue capa de piroclastos permite observar las distintas morfologías superficiales características de las coladas de lava: levées y crestas de compresión (Googleearth, 2012).

### *1.7.3. Coladas de lava sin cubierta piroclástica:*

- a) Con crestas de compresión.
- b) Con Levees.

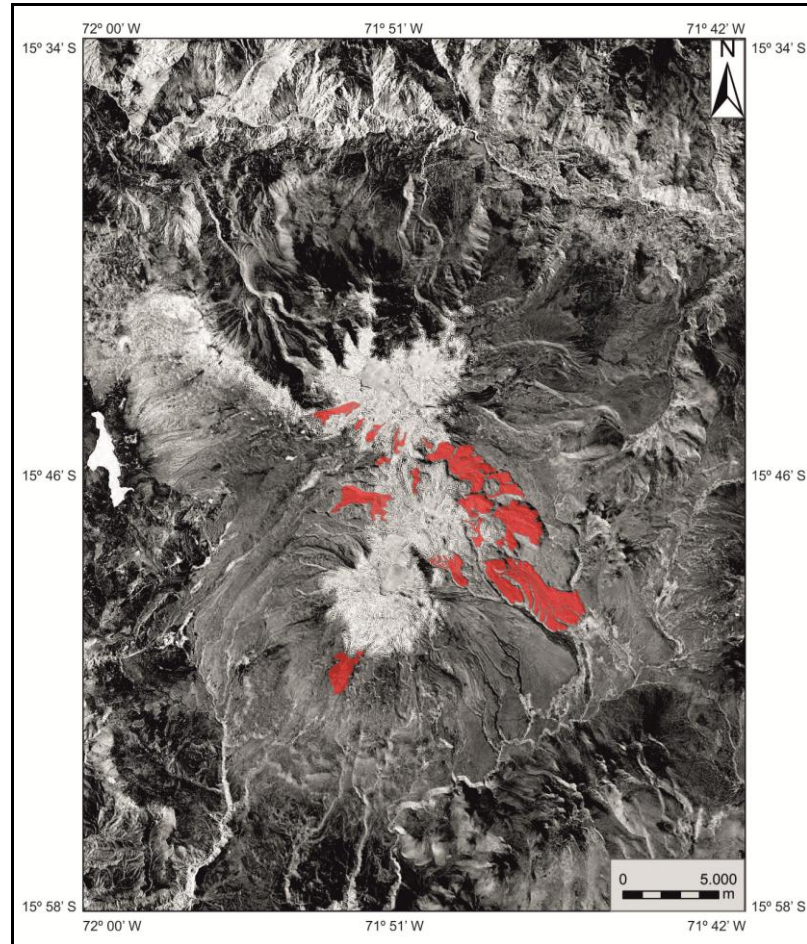
Son coladas de lava cuya superficie está brechificada y surcada por numerosas estructuras de flujo (crestas de compresión y levees). Según McDonald (1972), la existencia de brechas se produce cuando la parte más externa del flujo al enfriarse forma una costra de material solidificado, mientras el interior del cuerpo de lava conserva su temperatura y continúa su desplazamiento. En el momento en que la diferencia de velocidad entre la porción externa e interna de la lava sobrepasa un nivel crítico, la costra externa se rompe y los fragmentos comienzan a apilarse de forma caótica. Esta dinámica prosigue hasta que la lava se detiene y enfría por completo.

En el área de estudio, los derrames de lava sin cubierta de piroclastos forman parte de todas las laderas del Sabancaya excepto la sur (Fig. 70). En total suman 32 coladas, todas ellas se caracterizan por sus longitudes kilométricas. La mayor, alcanza 10 km de longitud) (Fig. 71).

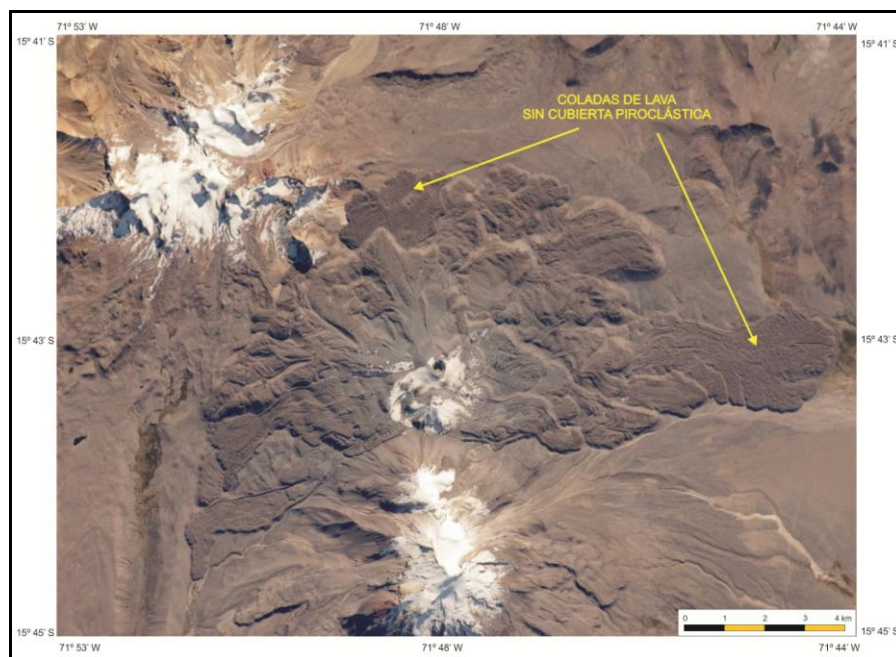
Otra característica morfológica que poseen estas coladas es la existencia de escarpes en los bordes y en la porción distal, la altura de estas paredes varía de 25 a 50 m. La superficie, en la mayoría de los casos, es rugosa (surcos de compresión) y ligeramente inclinada. En las cotas altas, las formas superficiales están cubiertas por un manto de nieve.

Los datos cualitativos y cuantitativos de las coladas, permiten suponer que corresponden a emisiones efusivas tranquilas, donde los episodios explosivos fueron escasos y de poca intensidad. Los derrames situados entre los 4.500 y 5.200 msnm proceden de focos de emisión secundarios (domos, conos de escorias y vents), emplazados en las laderas del complejo volcánico. En cambio las coladas localizadas por encima de los 5.200 msnm fueron emitidas en erupciones posteriores desde los cráteres principales.



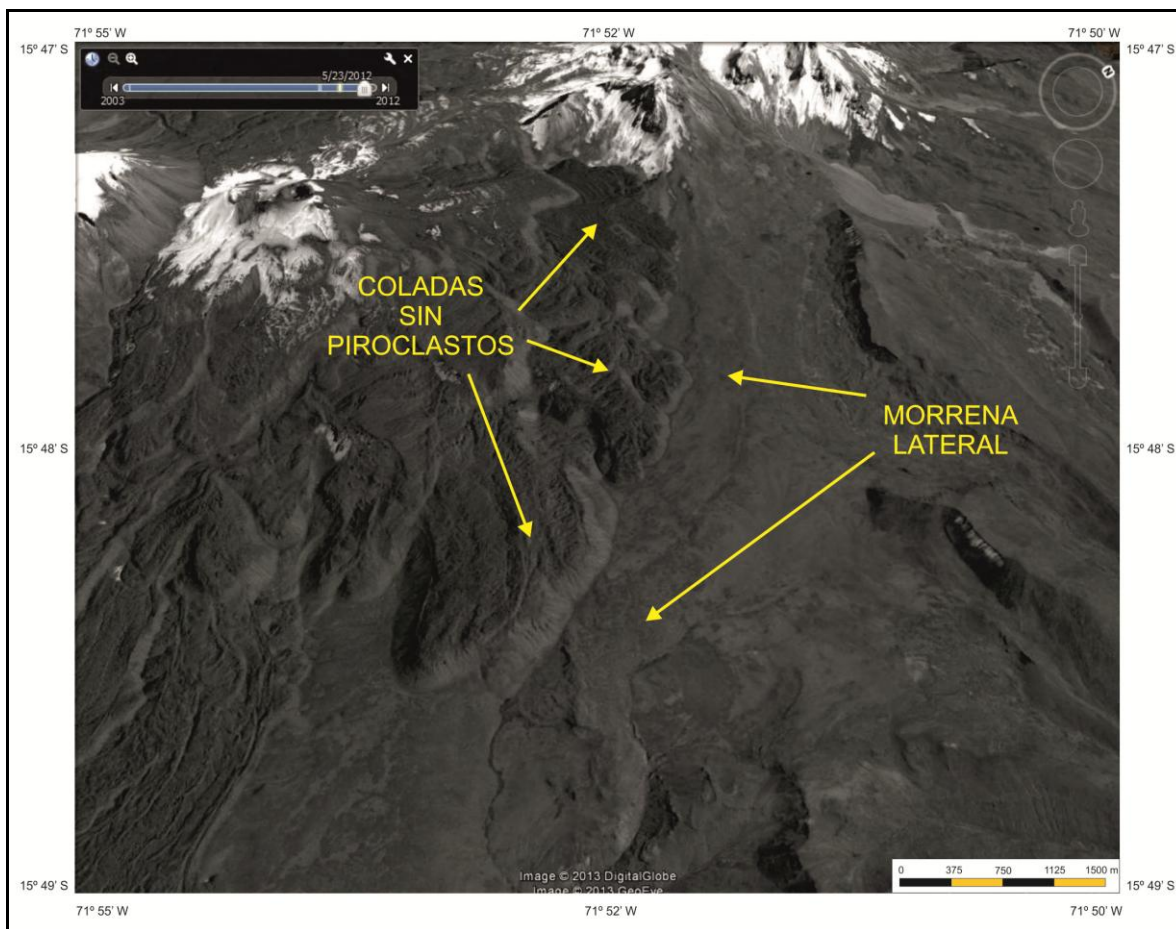


**Fig. 70.** Las coladas de lava sin cubierta piroclástica están presentes en todas las laderas del Sabancaya excepto la sur y ocupan un área de 27 km<sup>2</sup>, lo que representa el 3% del total del área estudiada (NASA 2000, Landsat 7 - Mersid ajustado al MDT).



**Fig. 71.** Al N y E del volcán Sabancaya se observan dos ejemplos característicos de coladas de lava recientes y sin cubierta de piroclastos en su superficie (NASA, Earth observatory; 15 de Julio 2010).

La existencia de rasgos primarios en los flujos de lava revela su juventud. Además de esta característica existe un hecho más concluyente que tiene relación con el arreglo y posición de las coladas (altura relativa) y las morrenas. Por ejemplo, en la ladera oriental del Sabancaya las coladas se disponen sobre cordones glaciares vinculados con la Máxima Extensión Glaciar (Fig. 72), lo cual permite afirmar que se trata de un relieve post-glaciar con una edad máxima que ronda 18 ka (Alcalá *et al.*, 2012).



**Fig. 72.** Ladera oriental del Sabancaya, se observan distintos flujos de lava sobre depósitos glaciares vinculados con la Máxima Extensión Glaciar (18 ka) (Googleearth, 2012).

Los efectos de las crisis frías holocenas (Tardiglaciares y Neoglaciares), sobre la morfología de los flujos de lava situados en las laderas medias y superiores son mínimos. No obstante sobre ellas se han excavado pequeños circos que pudieron acoger glaciares en los últimos 15.000 años; estas formas se localizan en las vertientes sur, este y oeste del Sabancaya. Mientras en la ladera norte, el hielo se acumuló entre flujos de lava (contactos morfológicos) y también formó importantes masas.

Las huellas de modelado en los sectores mencionados se reducen a pequeñas cubetas excavadas por el hielo que se acumuló en ellas. Los procesos de abrasión quedaron restringidos al interior de las concavidades, lo que significa que no llegaron a formarse lenguas, posiblemente porque los periodos de quietud entre las erupciones Holocenas no fueron lo suficientemente amplios para que se formasen glaciares de cierta entidad. Otra posible causa, fue un efímero enfriamiento del clima y una pobre aportación de humedad. En este sentido, un elemento morfológico a resaltar, es la falta de morrenas que pudieran relacionarse con los pequeños circos glaciares descritos.

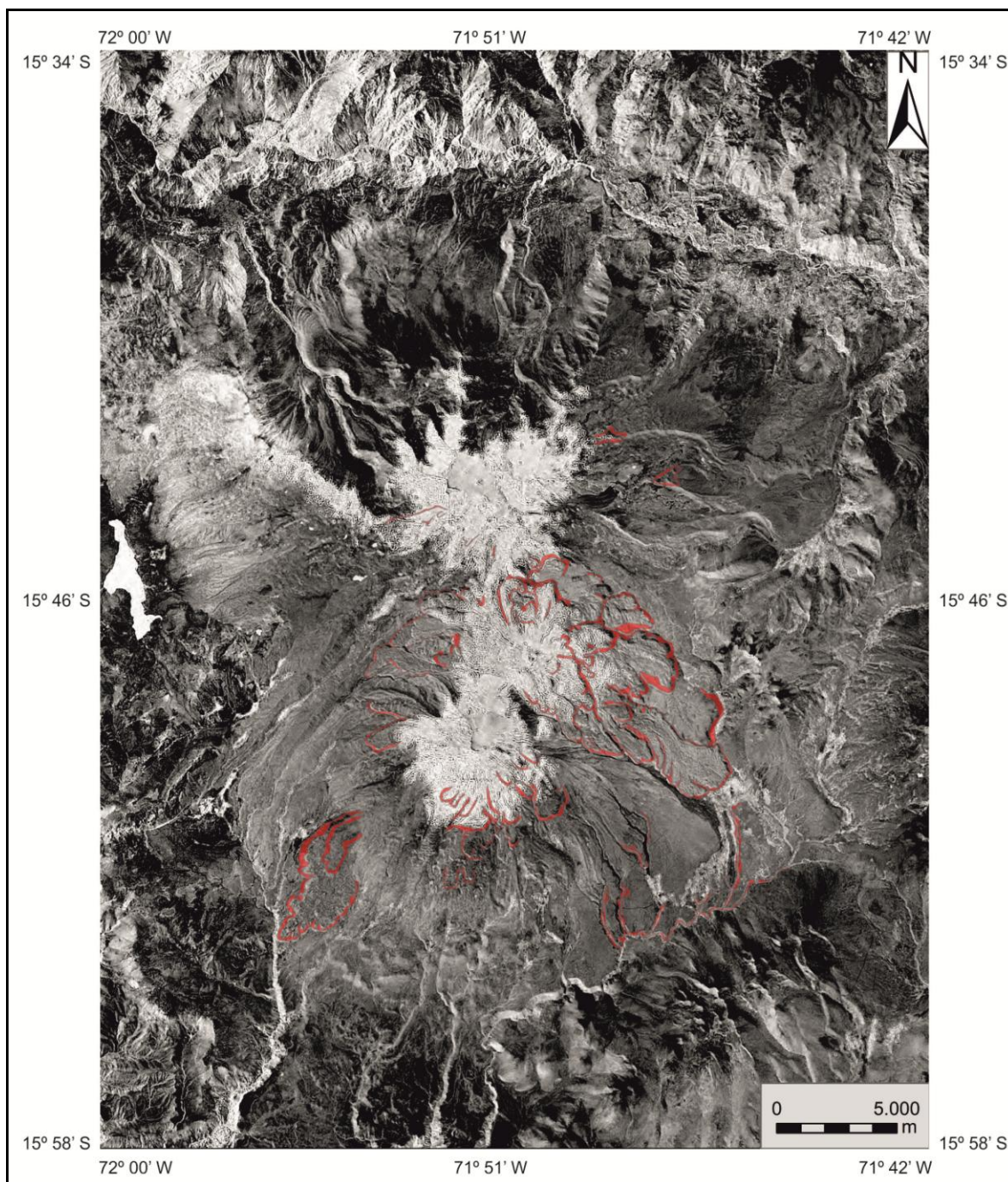
La secuencia finaliza en los derrames localizados en el entorno de los cráteres de las estructuras volcánicas mayores. Su proximidad a las bocas y su elevado nivel de conservación son características suficientes para vincularlas con los eventos eruptivos registrados en tiempos históricos.

### **1.8. Frentes de coladas de lava.**

Se trata de paredes de roca que se presentan en los bordes laterales y frontales de las coladas de lava, son de composición andesítica y dacítica y por su inclinación se han clasificado en abruptas ( $> 35^\circ$ ) y en moderadas ( $35^\circ$ - $15^\circ$ )

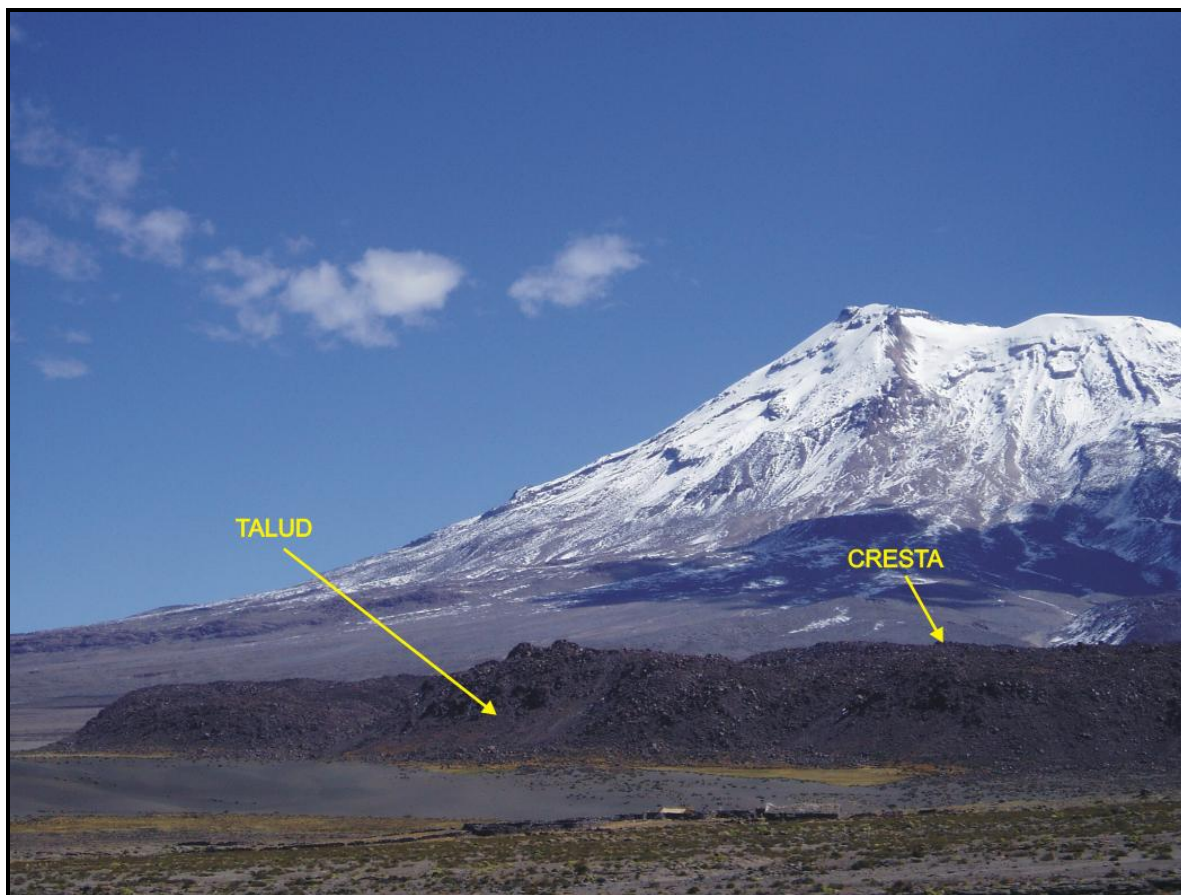
En general, la mayoría de los frentes más inclinados son característicos de las coladas que se localizan al este y el sur del área de estudio. Su ubicación coincide con la zona donde se emplazan lavas sin cubierta piroclástica (Fig. 73). El frente de mayor envergadura tiene una altura aproximada de 250 m, y se corresponde con un derrame localizado al este del Sabancaya.





**Fig. 73.** Los frentes de lava son más frecuentes en las coladas vinculadas con el edificio del Sabancaya (NASA 2000, Landsat 7 - MRSID ajustado al MDT).

Los frentes de lava se componen de una pared rocosa y un talud detrítico en su base (Fig. 74). El muro está formado por material relativamente resistente que de manera permanente es atacado por los rigurosos ciclos diarios de hielo-deshielo del altiplano (gelifracción). Las partículas generadas durante este proceso, se acumulan y dan lugar a taludes de derrubios.



**Fig. 74.** Frente de una lava asociada al Sabancaya, en el que se diferencian las dos unidades geomorfológicas que los caracterizan: el escarpe y el talud inferior (Julio, 2004).

### **1.9. Formas del relieve asociadas al colapso volcánico.**

Hasta la erupción del volcán Santa Helena (EE.UU.) en 1980, no se conocían los mecanismos de los colapsos volcánicos, ni tampoco los relieves que generaba este estilo eruptivo (Francis y Self, 1997; Tadahide *et al.*, 2000; Schmincke, 2004).

El deslizamiento de un flanco del cono es un fenómeno destructivo común en el ciclo vital de los estratovolcanes (Siebert, 1984). Las lavas y los piroclastos cuando son expulsados tienden a acumularse alrededor del cráter, dando lugar a edificios complejos con laderas muy inclinadas e inestables (Francis y Self, 1997). Para que el colapso se desencadene es necesario que intervenga un mecanismo *disparador* que permita superar el umbral crítico de equilibrio en las vertientes y ocasionar su deslizamiento (Siebert, 1984).

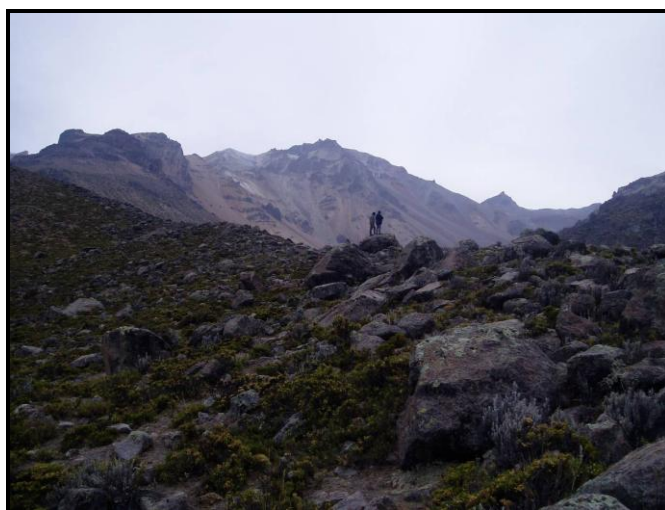


Las evidencias de campo y la información geomorfológica permitió reconocer como mecanismo disparador a dos factores: la actividad freática (hidrotermalismo) y tectónica (fallas y sismos). Los deslizamientos que se asocian con el primero se conocen como tipo Bandai y Unzen para los segundos. El Ampato presentó una combinación de ambos y a continuación se explica el proceso:

La actividad hidrotermal es evidente en la zona de estudio, y se reconoce a partir de la existencia de una amplia red de fuentes termales y geysers. Los más representativos se localizan en el valle de Huayuray, junto al poblado de Pinchollo (Fig. 75). Este proceso se puede observar en los depósitos de colapso (*debris avalanche*) en donde la alteración del material dificultó identificar la roca original (Fig. 76).

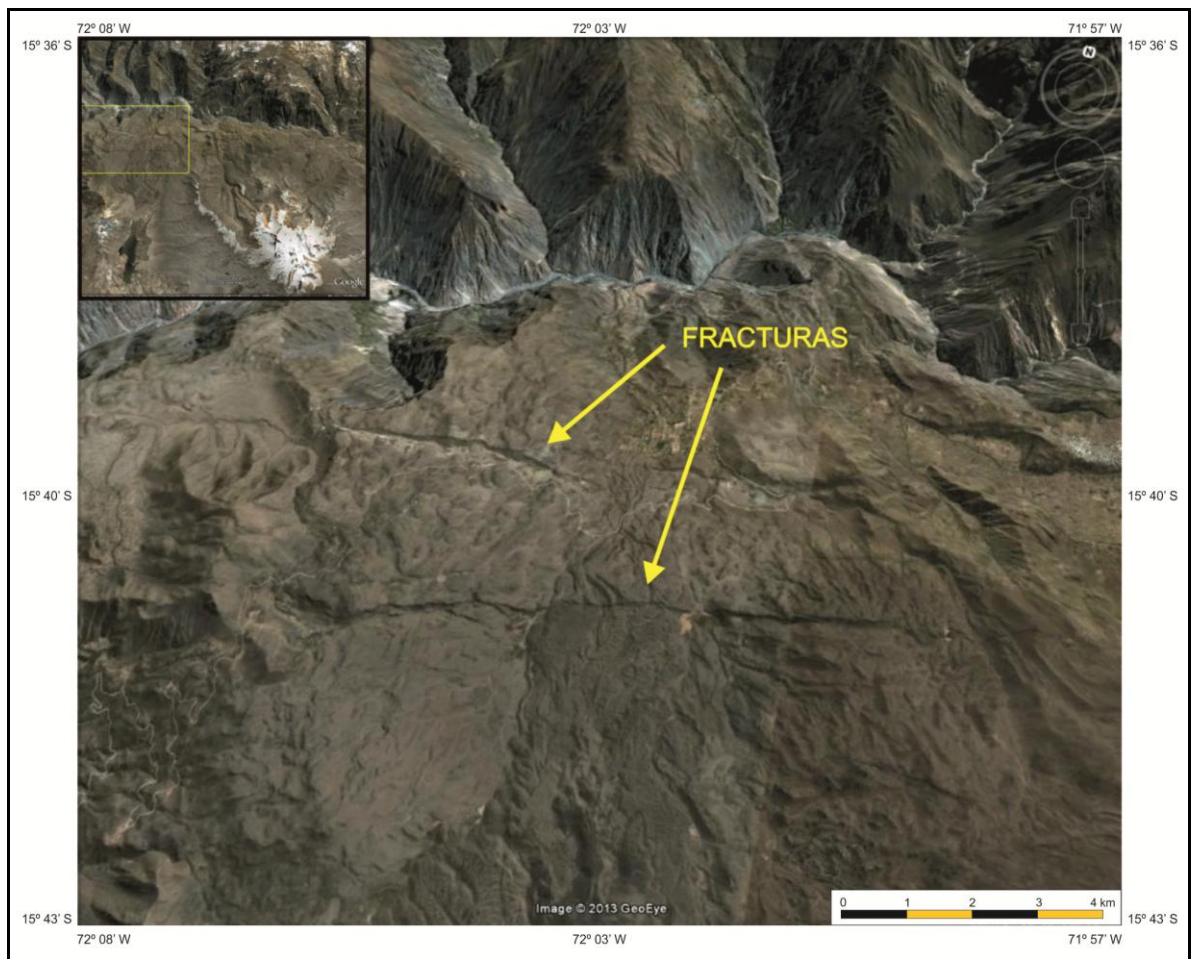


**Fig. 75.** El geyser situado en la quebrada de Huayuray, es un ejemplo de la vigencia de la actividad hidrotermal en el Complejo Ampato continúa activo (Ciesielczuk *et al.*, 2013).



**Fig. 76.** En segundo plano se observan las laderas abruptas que caracterizan el circo de deslizamiento volcánico en la vertiente norte del HualcaHualca (Noviembre, 2005).

El factor tectónico se asocia con el sistema de fallas Huambo-Cabanaconde. Se localiza en el sector noreste del HualcaHualca, define un arreglo paralelo y se orienta de E a W. El mecanismo estructural de este arreglo disyuntivo, es de tipo transcurrente siniestro y de componente normal (Fig. 77), la actividad sísmica se manifiesta a lo largo de todo el sistema disyuntivo, siendo el evento registrado de mayor magnitud el sismo del 23 de Julio de 1988 (6.2 grados: escala de Richter), que afectó a las poblaciones de Maca y Lari (INDECI, 2006).



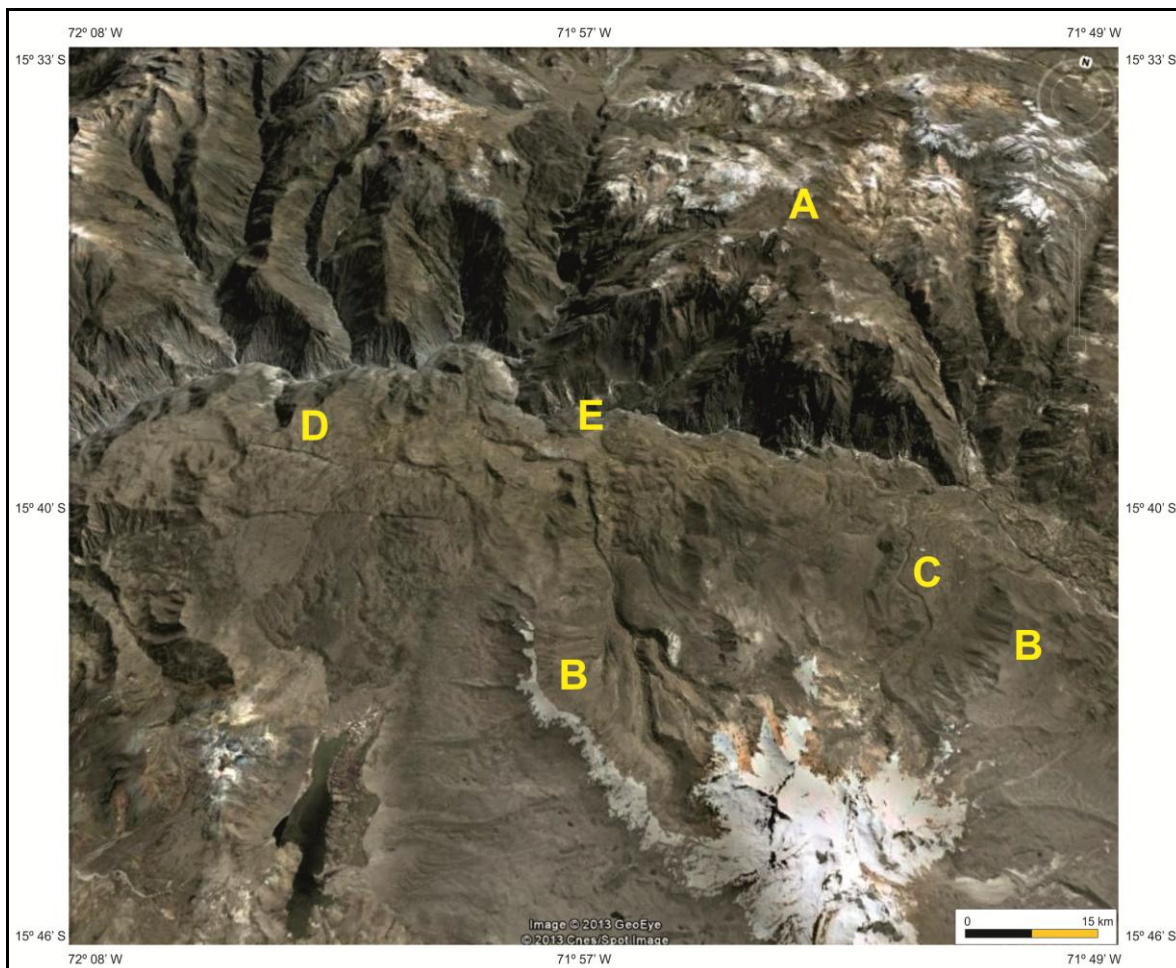
**Fig. 77.** Escarpes de falla del sistema Huambo-Cabanaconde. Este arreglo disyuntivo es uno de los factores involucrados en el deslizamiento volcánico ocurrido en el flanco norte del HualcaHualca (Googleearth, 2012).

Los depósitos de colapsos volcánicos se conocen como avalanchas de escombros (*debris avalanche*), resultan del movimiento de grandes masas de material volcánico (centenares de  $\text{km}^3$ ) que se deslizan y fluyen bajo la fuerza de la gravedad hasta llegar a recorrer decenas de kilómetros ladera abajo, a velocidades elevadas (100 m/s) (Martí, 2011). La



presencia de un fluido intersticial (mezcla de agua y material fino) puede actuar como lubricante y favorecer el movimiento de las rocas (Clavero *et al.*, 2002; Martí, 2011).

La avalancha producida por el colapso de la vertiente norte del HualcaHualca se desplazó hacia el norte del volcán. Se estima que tuvo un recorrido máximo de 14 kilómetros, ya que esta distancia es la que existe entre las cimas del volcán y los depósitos distales. La barrera montañosa del Mismi (5.597 msnm), situada al otro lado del Colca, detuvo el flujo de escombros y obstruyeron el actual valle del Colca. Como resultado el río se embalsó y se formó un gran lago; evidencia de lo anterior, existen potentes espesores de sedimentos lacustres que afloran entre las localidades de Pinchollo y Lari (NE del HualcaHualca) (Fig. 78).



**Fig. 78.** Relieve vinculado con el deslizamiento volcánico ocurrido en la ladera norte del HualcaHualca: A. Nevado Mismi (5.597 msnm); B. Laderas de colapso volcánico. C. Geyser y fuentes termales del valle de Huayuray. D. Sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde. E. Cañón del Colca (Googleearth, 2012).

Los materiales de las avalanchas de escombros, en general, se caracterizan por ser heterométricos y mal clasificados. La mayoría de ellos están formados por megabloques

provenientes de sectores completos del edificio, cuyo tamaño puede llegar a centenares de metros, todos ellos soportados en una matriz de arenas gruesas y gravas. Al momento del colapso, la masa deslizante puede llegar a mezclarse con sedimentos fluviales, suelos y vegetación. Estos elementos se consideran exóticos en este contexto y tienden a incrementarse conforme aumenta la distancia de recorrido. Otro aspecto a destacar es el acomodo de los materiales; en la base, predominan sedimentos finos y los megabloques escasean o no existen. Lo contrario sucede en la superficie, donde los bloques son más abundantes que los finos. El relieve resultante es de lomeríos y recibe el nombre de *Hummocks* (Tadahide *et al.*, 2000; Martí, 2011).

La morfología de los colapsos volcánicos se considera un relieve negativo, asociado a la destrucción de una ladera volcánica. En el caso del HualcaHualca el circo de deslizamiento es amplio y en planta se asemeja a una herradura.

#### **1.9.1. Formas destructivas asociadas al colapso volcánico.**

Esta categoría comprende el escarpe y la pared rocosa que resulta del deslizamiento volcánico. La forma de herradura e inclinaciones superiores a 45° son características de los elementos mencionados.

##### **1.9.1.1. Escarpes: colapso volcánico.**

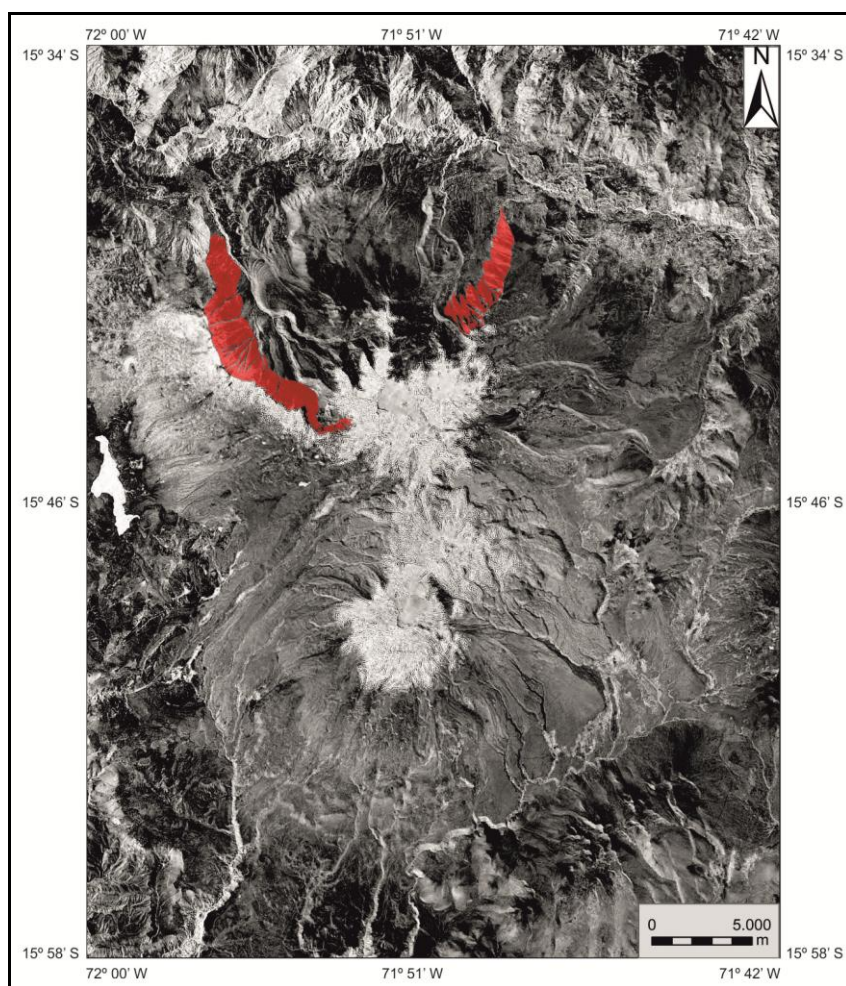
Representa la cicatriz del colapso volcánico y es una franja cuyo límite superior se conoce con el nombre de escarpe. En planta consiste en un rasgo lineal del relieve, que evidencia un cambio de inclinación del terreno; es decir, indica donde la ladera de manera abrupta cambia su morfología (ruptura de pendiente).

Esta unidad comprende dos sectores a manera de arcos, que se encuentran separados por una depresión de aproximadamente 186 km<sup>2</sup>. El situado al oeste es el más largo (15,5 km), mientras que el del este mide 7,5 km. Es posible que fueran una sola unidad al producirse el colapso y que adoptara una forma de herradura (visto en planta). La falta de continuidad en el sector sureste, se explica por una intensa actividad glaciaria que se vio favorecida por la altitud (6.025 msnm).

### 1.9.1.2. Laderas: colapso volcánico.

Se trata de paredes rocosas que se inclinan entre los 35° y 65°, aunque existen sectores que se presentan verticales. Esta unidad define el circo del colapso y si bien su expresión no deja duda de su génesis, la acción glaciaria, la gelifracción y el agua de deshielo (acción fluvial) han dejado su huella.

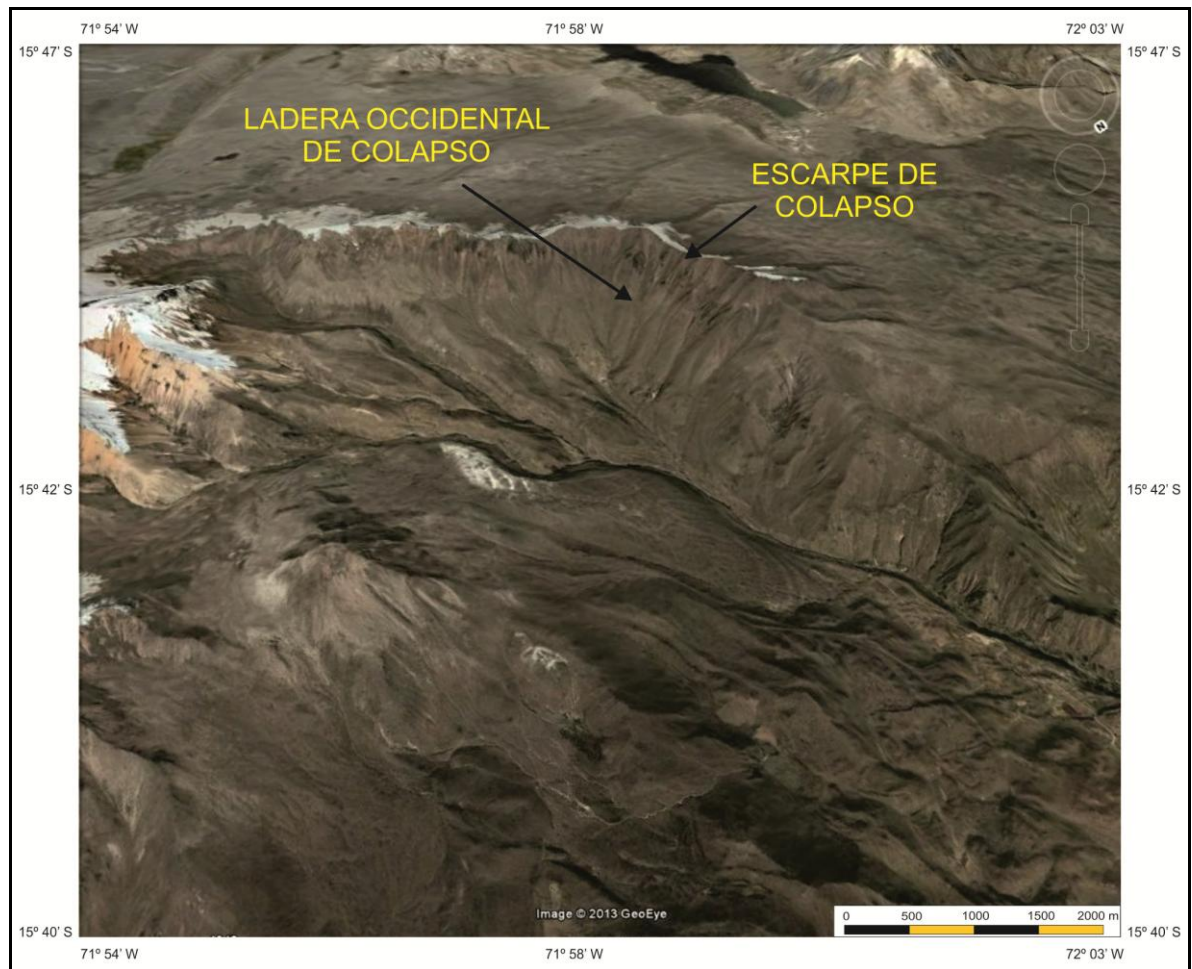
Los primeros son responsables de la falta de continuidad, debido a la existencia de circos glaciares en un sector del límite superior (SE). La gelifracción y los ríos mueven detritos de las partes altas y los depositan en la base de la ladera. De esta manera, el contacto entre esta unidad y el fondo (depresión de colapso) se suavizan o queda oculto por una rampa de detritos (Fig. 79).



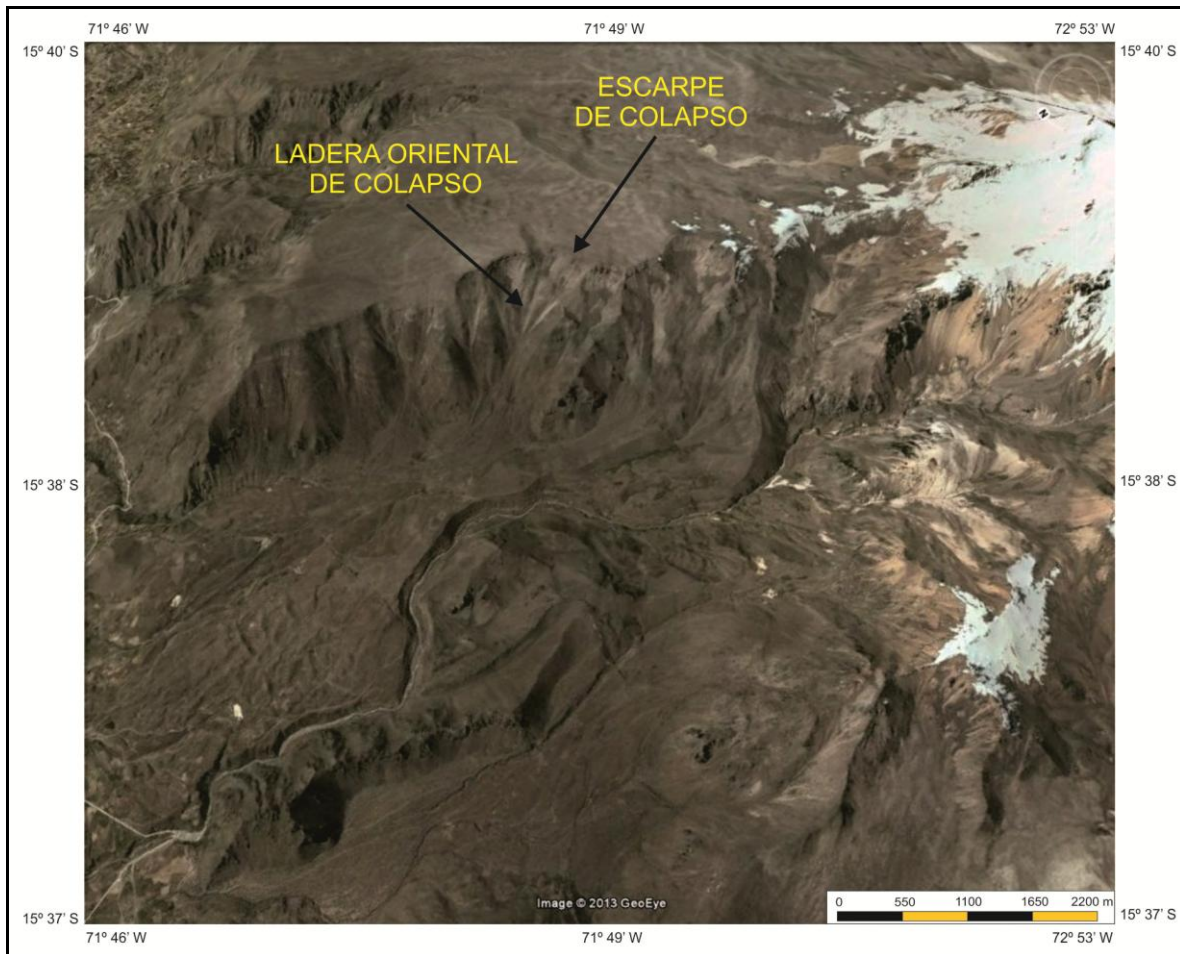
**Fig. 79.** Laderas de colapso volcánico. Su actual disposición sugiere que una vez que ocurrió el deslizamiento eran continuas a manera de herradura. La falta de continuidad en el sector SE, se explica con la existencia de circos glaciares que han modificado el relieve en esta área (NASA 2000, Landsat 7 – Mrsid ajustado al MDT).



Este tipo de laderas están constituidas por roca firme y se distinguen dos sectores: el del NW que registra 1.000 m de desnivel máximo y un área de 15,7 km<sup>2</sup> (Fig. 80), mientras que el sector NE alcanza los 700 m de amplitud y ocupa 7 km<sup>2</sup> (Fig. 81).



**Fig. 80.** Vista de la ladera occidental y escarpe del colapso. La pared presenta una fuerte inclinación que junto con las características climáticas favorece la caída de materiales (gelifracción) y su acumulación en la base (coluvión). La presencia de circos glaciares (extremo izquierdo) interrumpe la continuidad de las laderas asociadas al deslizamiento volcánico (Googleearth, 2012).



**Fig. 81.** Sector oriental de las laderas de colapso. En el extremo derecho se reconocen circos glaciares que hacen que las laderas originadas por el deslizamiento, se transformen en rampas abruptas manteadas por detritos (Googleearth, 2012).

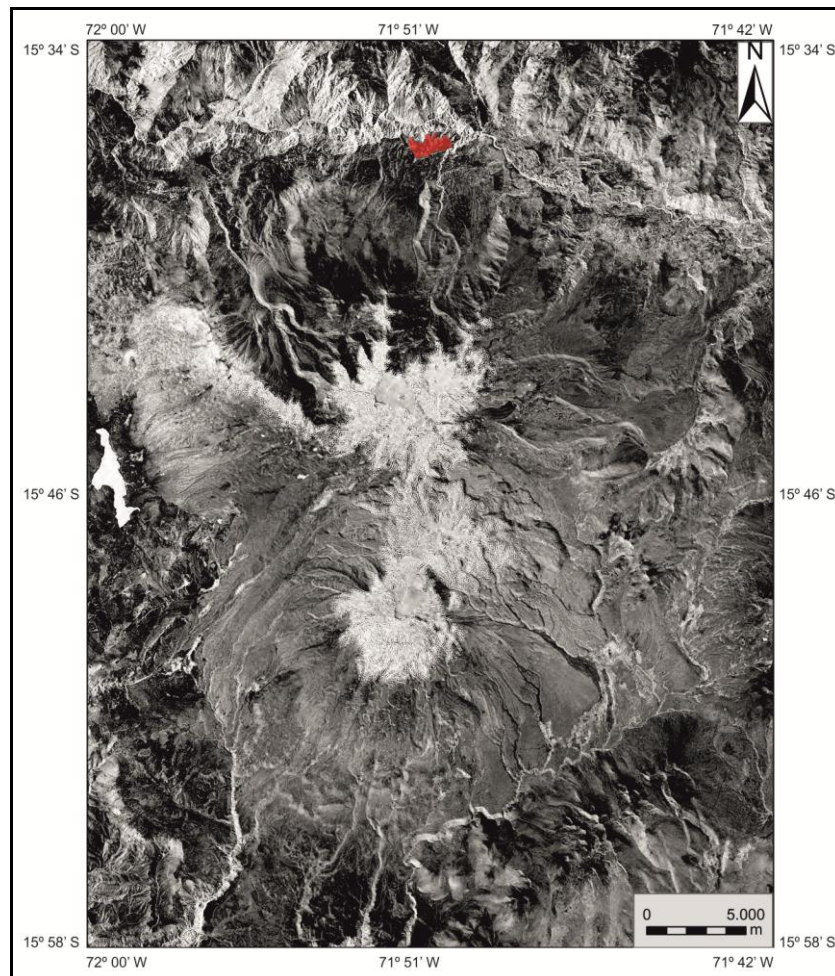
### 1.9.2. Formas de acumulación asociadas al colapso volcánico.

Los depósitos de este tipo presentan una morfología de lomeríos que tanto en número como en tamaño tienden a decrecer de manera proporcional a medida que se alejan del área fuente (Francis y Self, 1997). En el caso del Ampato la mayoría de ellos están cubiertos por lavas y piroclastos expulsados por volcanes efusivos, que una vez ocurrido el colapso, se emplazaron dentro de la depresión. Al no llegar las lavas al sector más distal del depósito, es posible reconocer hummocks y mantos.

### 1.9.2.1. Hummocks.

Los hummocks se presentan como una sucesión de montículos o colinas de fuerte inclinación en sus bordes ( $30^{\circ}$  -  $45^{\circ}$ ), su altura varía entre 20 - 60 m, la morfología tiende a ser cónica y ocupan una superficie de  $1,60 \text{ km}^2$ . Entre ellos existe una depresión que algunas veces contiene pequeños cuerpos de agua y se conoce como depresión intra-hummock.

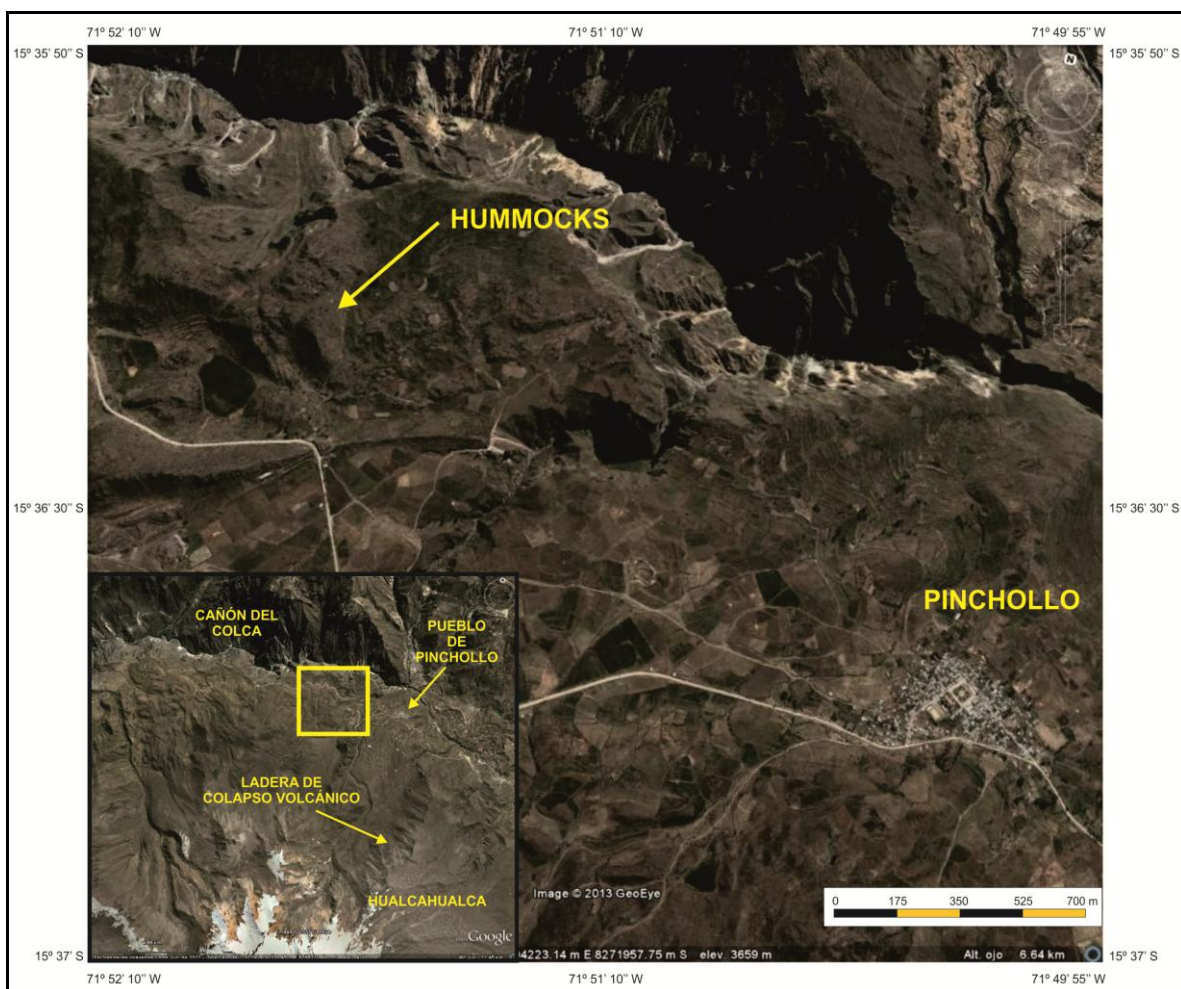
Los hummocks se localizan al norte del HualcaHualca, a 12 km de distancia del escarpe del colapso (Fig. 82). Es posible que abarcara un área de influencia mucho mayor, ya que el área afectada fue de  $186 \text{ km}^2$ . La dirección del flujo avanzó hacia el valle del Colca por lo cual existe la posibilidad de que en algún momento el río haya incorporado a su carga depósitos de este tipo (Fig. 83).



**Fig. 82.** Los Hummocks ocupan la porción más distal de la zona afectada por el colapso volcánico, en este punto las lavas y los detritos volcánicos post-colapso no llegaron a cubrirlas. Su cercanía con el río Colca, hace suponer un posible desmantelamiento fluvial (NASA 2000, Landsat 7 - Mersid ajustado al MDT).



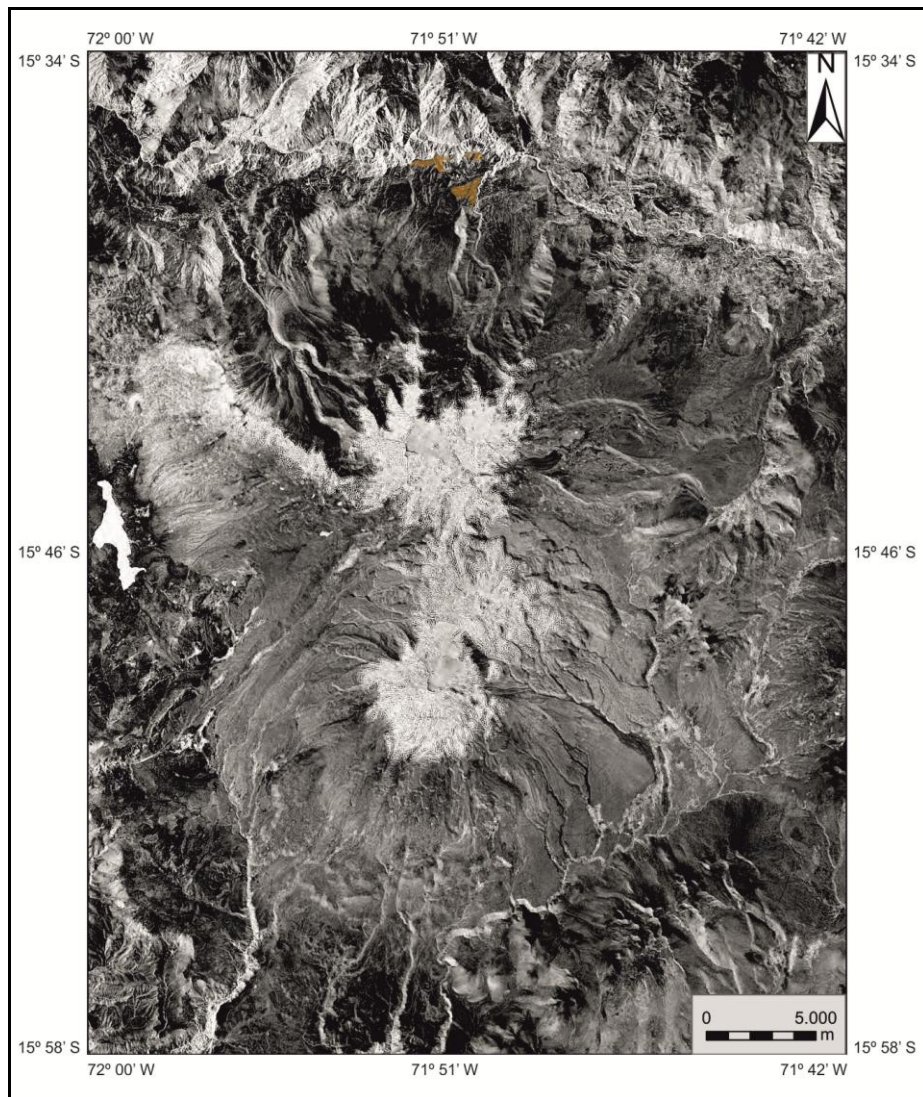
Ocola y Gómez (2005), realizaron el primer estudio sedimentológico del material que compone los hummocks. Diferenciaron dos facies principales; una localizada en el sector oriental del depósito, formada por una mezcla de bloques de color rojizo y brechas volcánicas de composición andesítico-basáltico, y la otra en el sector occidental donde predominan bloques (representan el 95% del material), con centilos de hasta 6 m de diámetro) que forman estructuras en rompecabezas. También efectuaron las primeras estimaciones morfométricas, proponiendo un espesor medio de 200 m y un volumen de 1,3 km<sup>3</sup>.



**Fig. 83.** En las proximidades de Pinchollo se observan hummocks, una de las pocas localidades donde existen este tipo de depósitos (Googleearth, 2012).

### 1.9.2.2. Mantos de depósitos de avalancha.

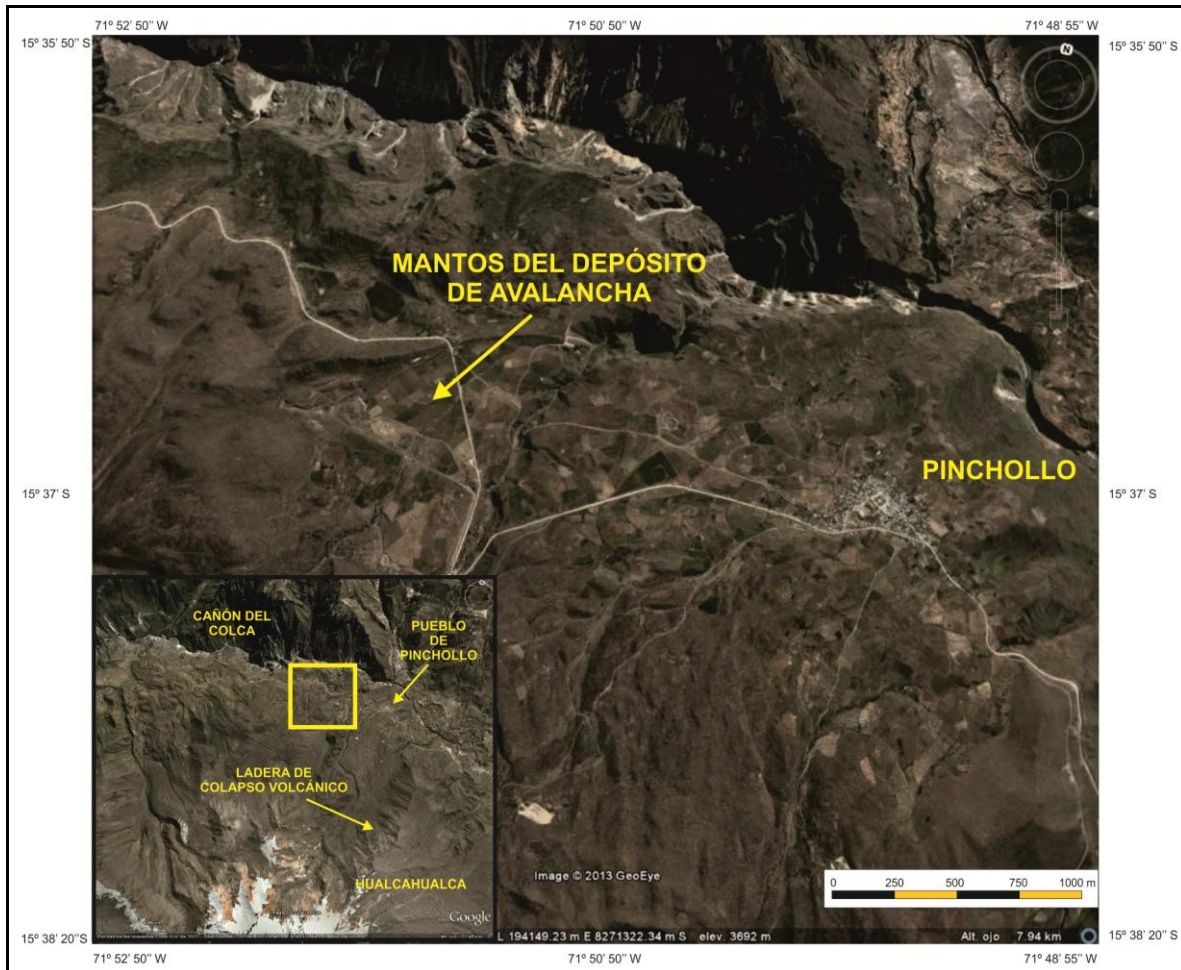
Los mantos de los depósitos de las avalanchas son superficies onduladas y ligeramente inclinadas (de 5° a 10°) formadas por una alternancia de colinas de escasa envergadura (varios metros de altura) y surcos de poca profundidad. Están compuestos por una mezcla de clastos volcánicos groseros y finos, generados cuando los megabloques y otros detritos de gran tamaño chocaron entre si durante el deslizamiento. En los montículos predominan las partículas de mayor tamaño mientras que en las vaguadas abundan los sedimentos de textura fina (Tadahide *et al.*, 2000). En el área de estudio los mantos de depósitos de avalancha ocupan un espacio reducido (1,5 km<sup>2</sup>) y se sitúan al NE del HualcaHualca, en el entorno de los hummocks (Fig. 84).



**Fig. 84.** Los mantos de depósitos de avalancha están asociados a los hummocks y en algunas ocasiones ocupan las depresiones que existen entre ellos (NASA 2000, Landsat 7 - MRSID ajustado al MDT).



Los materiales que constituyen a los mantos se caracterizan por la no existencia de bloques, se constituyen de materiales ligeros, muy compactos y resistentes a la erosión. En la mayoría de los casos definen superficies sub-horizontales ligeramente inclinadas (Fig. 85).



**Fig. 85.** Mantos detríticos asociados a la avalancha de escombros, en las cercanías del poblado de Pinchollo (Googleearth, 2012).

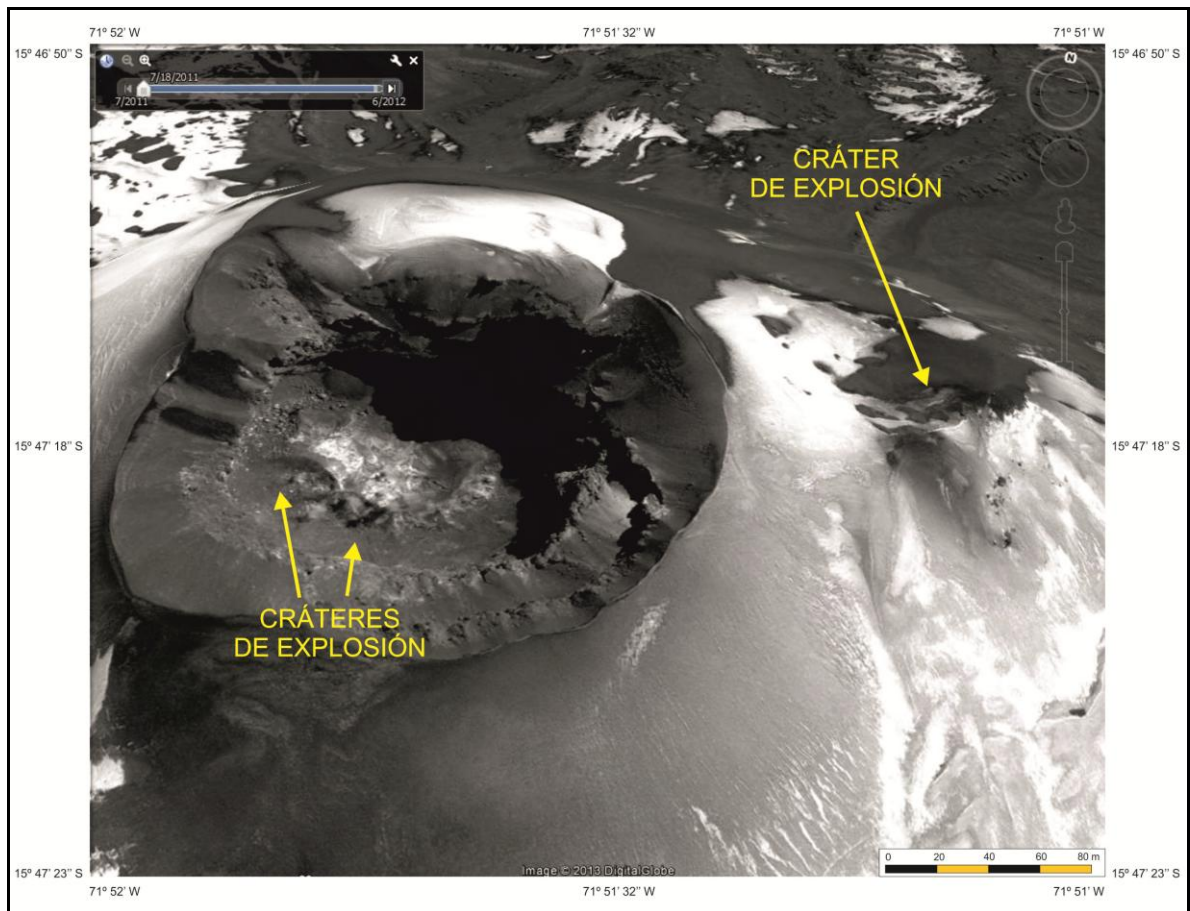
## **2. Relieve volcánico explosivo.**

Se trata de formas del relieve generadas en episodios explosivos, la mayor parte de ellos destructivos. Este tipo de actividad se caracteriza por la expulsión violenta, a través de un centro emisor (cráter) de gases (vapor de agua) y grandes volúmenes de piroclastos (lava fragmentada).

## 2.1. Cráteres de explosión.

Los cráteres de explosión son depresiones centrales o secundarias situadas en la cima o en las laderas de un volcán, donde se originan por explosiones laterales, debido a la liberación de gases volcánicos acumulados en el conducto (MacDonald, 1972). Los productos arrojados se acumulan en la proximidad del foco explosivo.

En el volcán Sabancaya 1 se diferenciaron tres cráteres de explosión en la ladera este del edificio, todos ellos cercanos al principal (Fig. 86). El más grande surgió al sur en las cercanías de un domo de lava y se caracteriza por su forma alargada y su orientación NE-SW; mide 350 m de diámetro y a través de su margen oeste enlaza con dos más. El más pequeño es circular y tiene un diámetro de 150 m. Un tercero se sitúa al oeste sobre la ladera principal, presenta una forma ligeramente ovalada, de contorno regular y una anchura máxima de 200 m.



**Fig. 86.** Cráter central del volcán Sabancaya 1, donde se muestra relictos de domos destruidos (por lo menos cinco estructuras) en el interior de la depresión central. Hacia la derecha de la imagen (ladera E), se localiza un centro emisor secundario (Googleearth, 2012).

Las explosiones son de dos tipos: el primero, se vincula con la composición del magma que es expulsado a través de los volcanes adventicios. Con estas características se tienen los cráteres localizados en la vertiente este del Sabancaya 1. El segundo tipo de explosiones se relaciona con la destrucción de domos, como consecuencia de la presión que ejercen los volátiles en su base y las laderas. Estas formas carecen de huellas erosivas, lo que indica su génesis reciente.

### **3. Relieve volcánico denudativo.**

Bajo la denominación de relieve volcánico denudativo se incluyen las formas volcánicas que han sido modeladas por los agentes exógenos: acción glaciár y fluvial, en este caso (Lugo, 2011).

El modelado más severo en el área de estudio ocurrió durante la última glaciación, cuando las corrientes de hielo descendieron a cotas muy inferiores a las actuales, hasta alcanzar los 3.600 msnm, aproximadamente (Alcalá *et al.*, 2011; Alcalá *et al.*, 2012).

#### **3.1. Domos afectados por la acción glaciár.**

Los domos son edificios cupuliformes originados por la expulsión de lavas muy viscosas de composición riolítica y dacítica, en torno a un punto de emisión (MacDonald, 1972; Schmincke, 2004). Cuando este tipo de estructuras se exponen a la acción de los procesos de modelado (en este caso glaciár, fluvial y gravitacional) pierden su forma original, la convexa.

La morfología más común es de crestas asimétricas tipo *aleta de tiburón*, resultado del paso de un glaciár por un flanco del domo. En altitudes menores el modelado está condicionado la gelifracción y la erosión fluvial. En el primer caso, el proceso de congelamiento y deshielo del agua de fusión, se ve favorecido por la existencia de grietas de enfriamiento en las laderas de la estructura; este hecho, facilita la percolación del líquido que satura los espacios entre fracturas. Cuando se alcanza el punto de congelación, la ruptura y la caída de la roca se magnifican, por lo que la intensidad de esta mecánica determina un cambio en el aspecto del relieve en cuestión.



La influencia fluvial se reconoce en la socavación de las márgenes inferiores de las laderas de los domos (zapa), lo que provoca el retroceso de las mismas y por tanto la asimetría de la estructura.

Se identificaron 28 domos con distintas evidencias erosivas y se disponen en los siguientes sectores (Fig. 87):

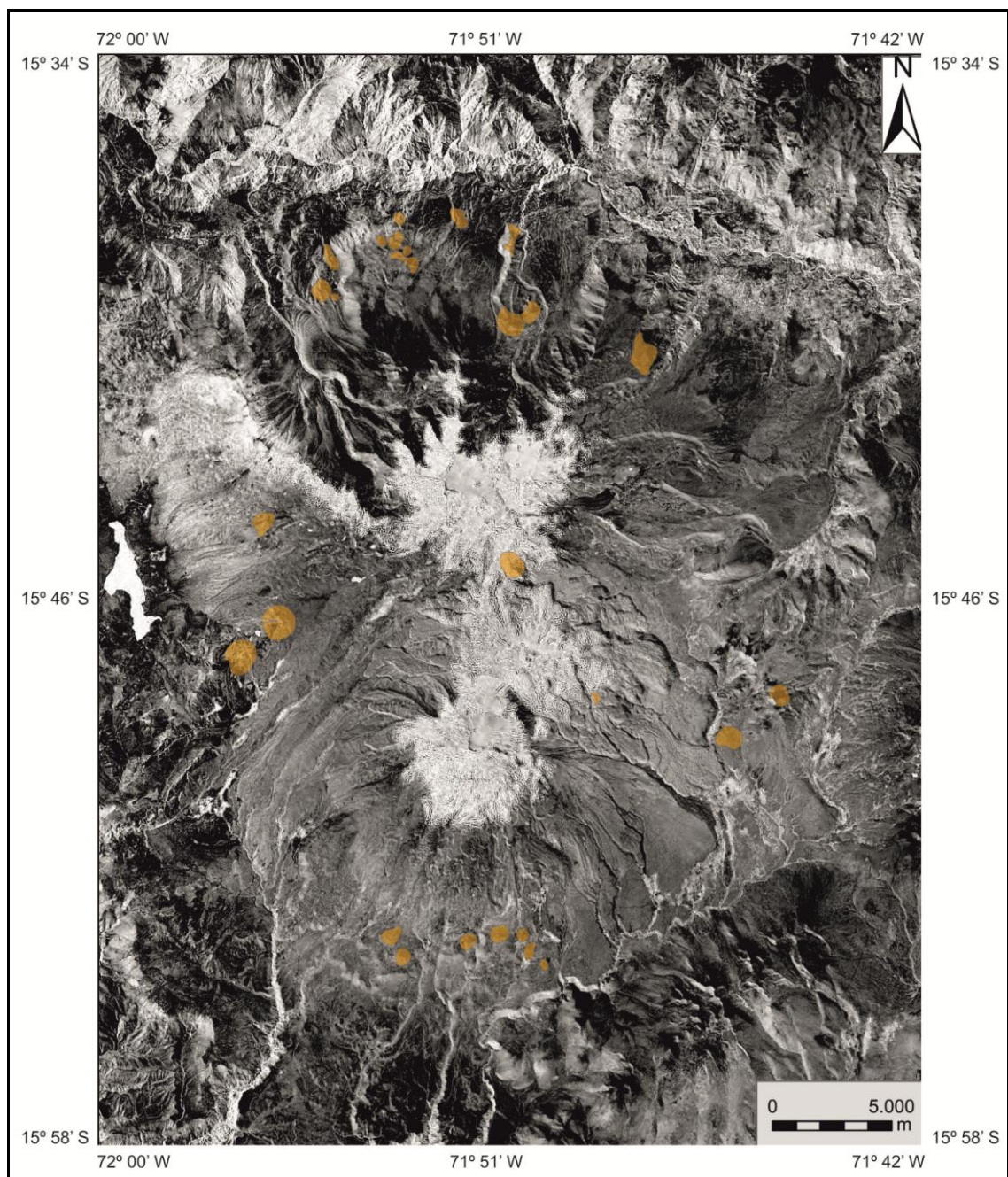
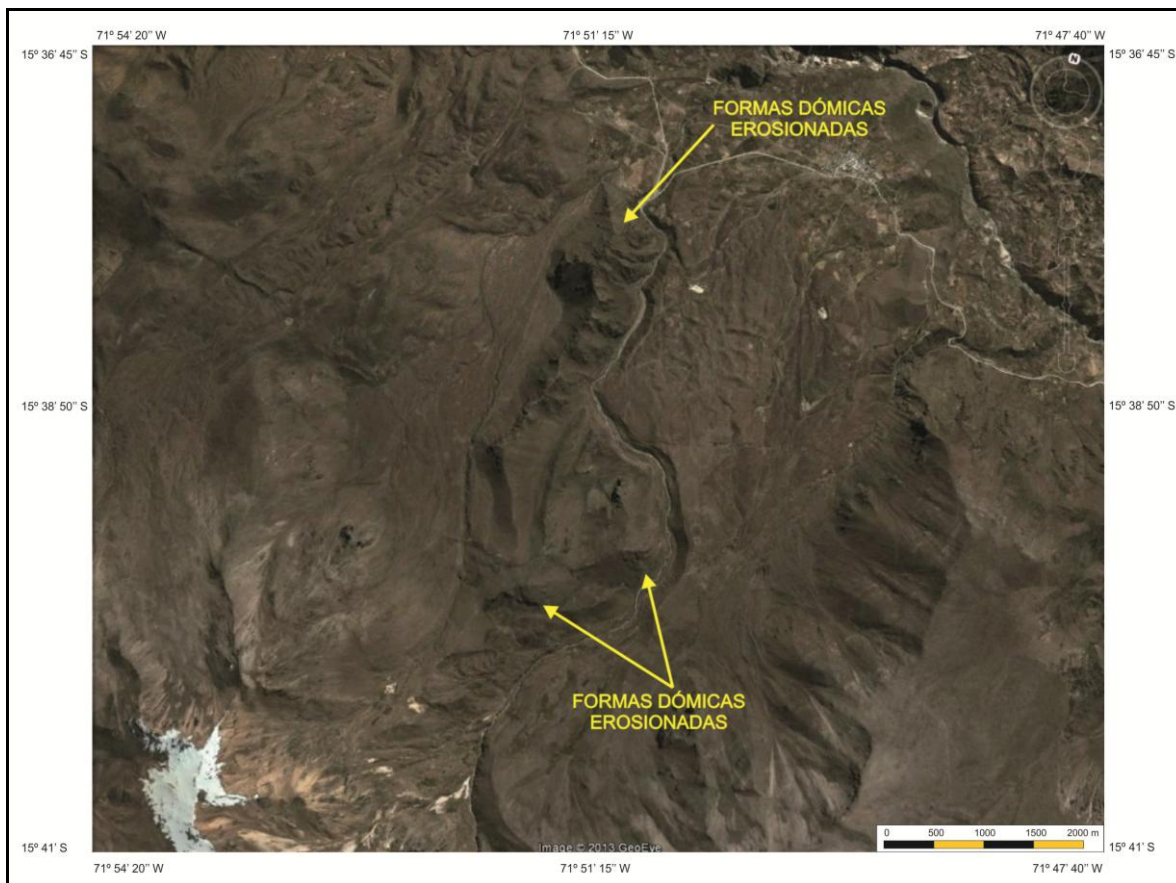


Fig. 87. Los domos que han cambiado su morfología por la acción de los procesos de modelado (glacial, fluvial y gravitacional) suman 28. Se disponen en cuatro grupos y se reconocen de acuerdo a los principales puntos cardinales (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 – MsrSid).

### 3.1.1. Formas dómicas erosionadas del sector norte.

Este conjunto está integrado por 14 domos de 25 a 400 m de altura, soportados en bases que varían entre 200 y 1.820 m de diámetro. Se encuentran alineados de E-W, como respuesta a la influencia de un sistema de fallas activas que se dispone entre las cumbres del HualcaHualca y el valle del Colca. La morfología de todos ellos ha sido modificada por la acción glaciар, condiciones que se ven favorecidas por la altitud a la que se localizan (3.800-4.300 msnm) (Fig. 88). No obstante, hay que subrayar que las vertientes menos afectada por los glaciares, para este grupo, es la norte (Fig. 89 y 90) y que una o varias de sus laderas fueron sepultadas por coladas de lava.



**Fig. 88.** Cambio de morfología en domos por la acción glaciар (sector norte). En el primer ejemplo superior se muestra una forma de pirámide, resultado de por lo menos dos flujos de hielo. En la parte inferior se distinguen estructuras asimétricas a manera de *aleta de tiburón*, expresión que responde a la fuerte abrasión de una masa de hielo sobre una ladera (Googleeparth, 2012).





**Fig. 89.** Las laderas más afectadas en los domos del sector norte son la sur y este, como se muestra en dos estructuras localizadas en el valle de Huayuray (Octubre, 2005).

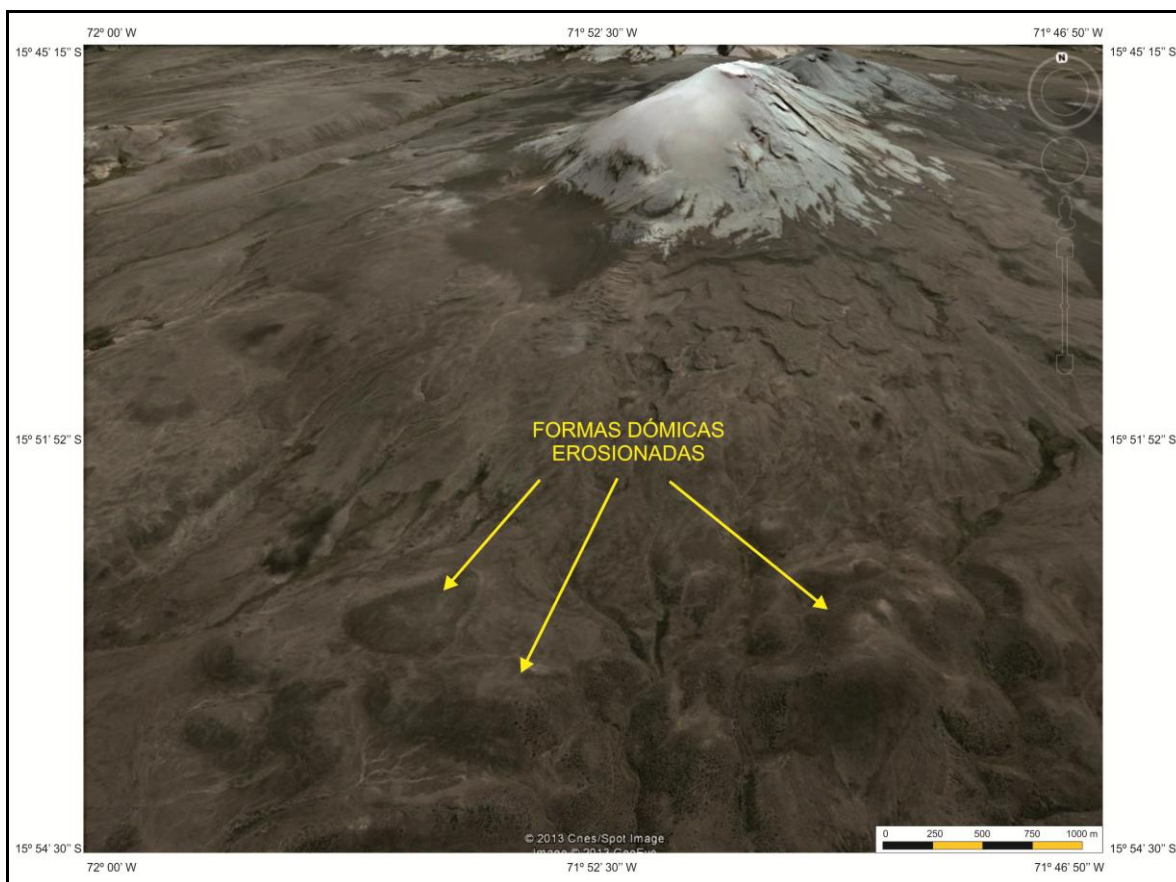


**Fig. 90.** Vertiente norte bien conservada, al estar menos expuesta a la acción glaciaria conserva mejor su morfología original (Octubre, 2005).

La edad del modelado se desconoce. Probablemente se produjo en la última glaciación, pero en el entorno de los domos no son frecuentes las morrenas vinculadas con este evento frío. Las más próximas se encuentran en el valle de Huayuray, localizado a 2-3 km al este de este conjunto de domos. En esta quebrada la morrena más baja se sitúa a 3.600 msnm y su construcción data del último gran avance glaciario (Alcalá *et al.*, 2011).

### 3.1.2. Formas dómicas erosionadas del sector sur.

Los domos se localizan en el extremo sur del área de estudio y son similares en tamaño (Fig. 91). La altura de los edificios varía entre 25 a 50 m y su diámetro tiene un rango relativamente amplio, que va de los 480 a los 950 m. Se disponen en dirección E-W, arreglo que se vincula con la existencia de fracturas con esa misma dirección.



**Fig. 91.** Los domos situados en la vertiente sur del Complejo Ampato presentan una morfología homogénea, su disposición se vincula con la existencia de un sistema disyuntivo orientado E-W (Googleearth, 2012).

El conjunto de domos está emplazado al pie del Ampato, entre los 4.200 y 4.350 m de altura. El aspecto cupuliforme original fue parcialmente modelado por la acción de los

flujos de hielo dadas las evidencias de pulido presentes en su superficie. Estas huellas erosivas se habrían producido en la última glaciación, lo cual se deduce del conjunto morrénico que se conserva en esta vertiente a una altura de 4.300 msnm, cuya construcción se asocia con el evento frío mencionado.

También cabe señalar que algunos sectores de las laderas se encuentran parcialmente sepultados por las coladas de lava basales del Ampato. Se deduce que se trata de la primera generación de flujos lávicos emitido por este volcán y que la formación de los domos tuvo lugar cuando todavía no existía o estaba en formación el edificio principal. Esta información resulta interesante para profundizar en el conocimiento de la historia eruptiva de este complejo y del territorio adyacente, cuestión que se tratará en el último apartado de este capítulo donde se establece un modelo evolutivo general del relieve.

### *3.1.3. Formas dómicas erosionadas del sector este.*

Al este del Sabancaya se reconocieron tres domos que presentan una morfología que ha sido modificada por la acción de los glaciares. De este conjunto, dos de ellos son similares en altura y en diámetro; 100 y 1000 m, respectivamente. Se localizan entre los 4.500 y 4.800 msnm y su principal característica, es el intenso modelado que presentan las dos estructuras en el flanco E (Fig. 92).

La transformación de las laderas mencionadas, se vincula con la actividad de masas de hielo de la última glaciación. Esta afirmación se hace con base a la existencia de depósitos morrénicos vinculados con este evento frío y que se localizan a un par de cientos de metros de los domos y a una altitud de 4.400 msnm. Esta evidencia permite constatar que la formación de los dos domos fue antes del último gran avance de los glaciares.

El tercer domo del grupo es menor que los dos anteriores, su altura es de 20 m y su diámetro de 125 m. Se localiza en la porción superior de la ladera E del Sabancaya, a 5.100 msnm. Su aspecto erosionado constituye un rasgo que lo diferencia claramente de las formas contiguas, mucho más frescas (derrames de lava, domos etc.). Estas características morfológicas permiten afirmar que se trata del único relieve volcánico de esta vertiente del Sabancaya que ya estaba presente durante la última gran expansión glacial. De alguna



manera, tal vez por la naturaleza del material volcánico del que está compuesto, fue resistente a la acción de los glaciares. Su forma no es la única evidencia de su antigüedad, también lo indica su posición relativa con respecto a las coladas de lava adyacentes, más jóvenes situadas sobre uno de sus flancos.

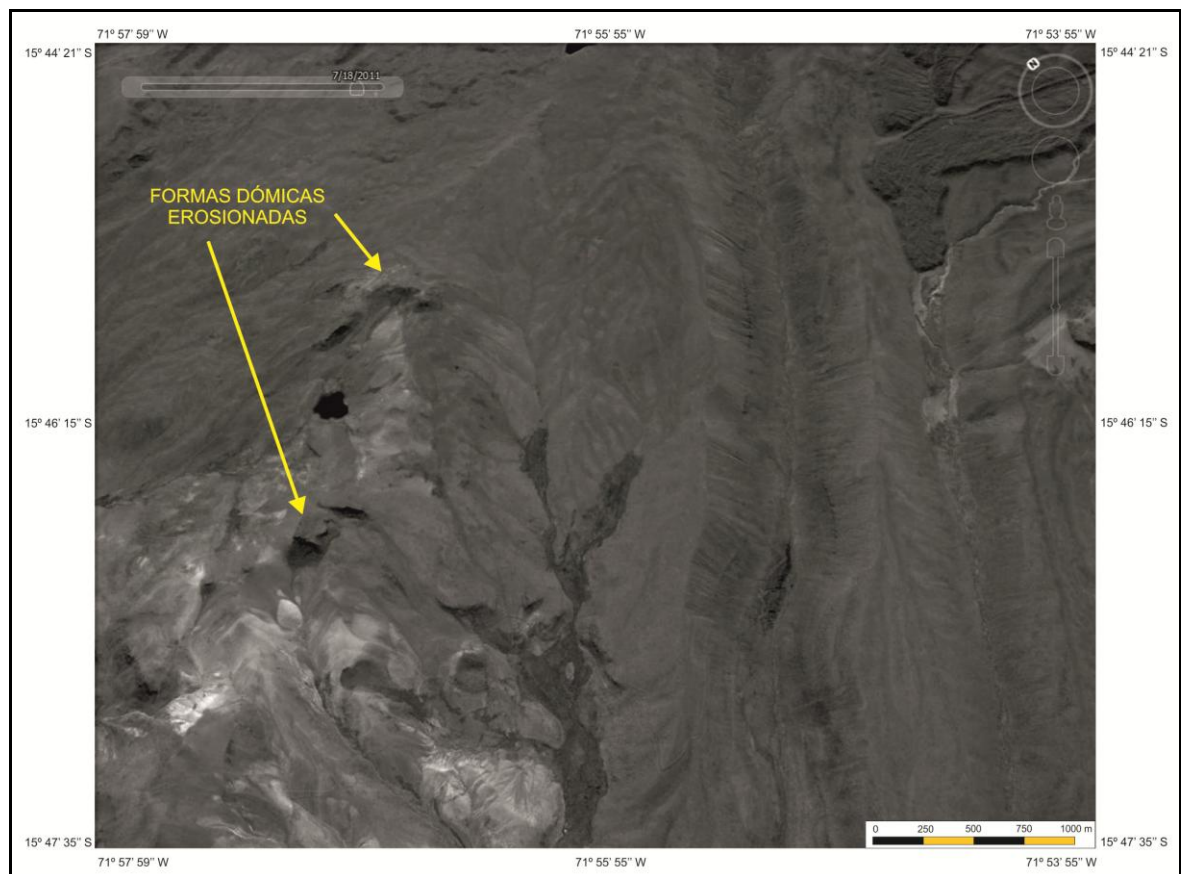


**Fig. 92.** El flanco este del domo ha sido completamente desmantelado por los flujos de hielo mientras que el resto del edificio ha conservado su morfología inicial (Googleearth, 2012).

#### 3.1.4. *Formas dómicas erosionadas del sector oeste.*

En este sector se identificaron tres domos que presentan cambios importantes en su morfología primaria. El más septentrional se sitúa en la vertiente occidental del HualcaHualca, sobre una superficie lávica antigua por cuyos márgenes discurrieron lenguas de hielo del último gran episodio glaciar. Una evidencia de su paso es la irregularidad topográfica de la cara este del edificio. Tanto su desmantelamiento parcial como la morrena lateral adosada en el extremo sur de su base, indican que su génesis fue anterior a la última glaciación.

Los otros dos domos se sitúan en la vertiente oeste del Sabancaya, alcanzan entre 150 y 200 m de altura y un diámetro medio de 1.500 m (Fig. 93). Se localizan entre los 4.650 y 4.850 msnm, todos ellos guardan una orientación NE-SW. Las dos estructuras se caracterizan por conservar gran parte de su morfología original en todos sus flancos excepto en los que se orientan al oeste, donde se afincaron varias cabeceras glaciares durante la última glaciación. Desde estos circos descendieron varios flujos de hielo que construyeron morrenas de pequeño tamaño. En la actualidad estos recuencos glaciares se encuentran inactivos debido al incremento de las temperaturas y/o al descenso de la innivación desde que finalizó el último gran avance de los hielos.



**Fig. 93.** Domos de lava en la vertiente oeste del Complejo Ampato, ambas estructuras albergaron glaciares de escasa entidad en el pasado pero en su avance erosionaron el flanco oeste de cada estructura (Googleearth, 2012).

Los circos glaciares son una evidencia de que las dos formas dómicas, ya existían antes del último gran avance glaciario. Otro aspecto que corrobora esta hipótesis es que el domo superior actuó de barrera topográfica, desviando ligeramente la dirección inicial de los



detritos movilizados por los glaciares durante dicho evento frío. Prueba de ello es la existencia de dos morrenas laterales que *envuelven* la ladera norte del edificio.

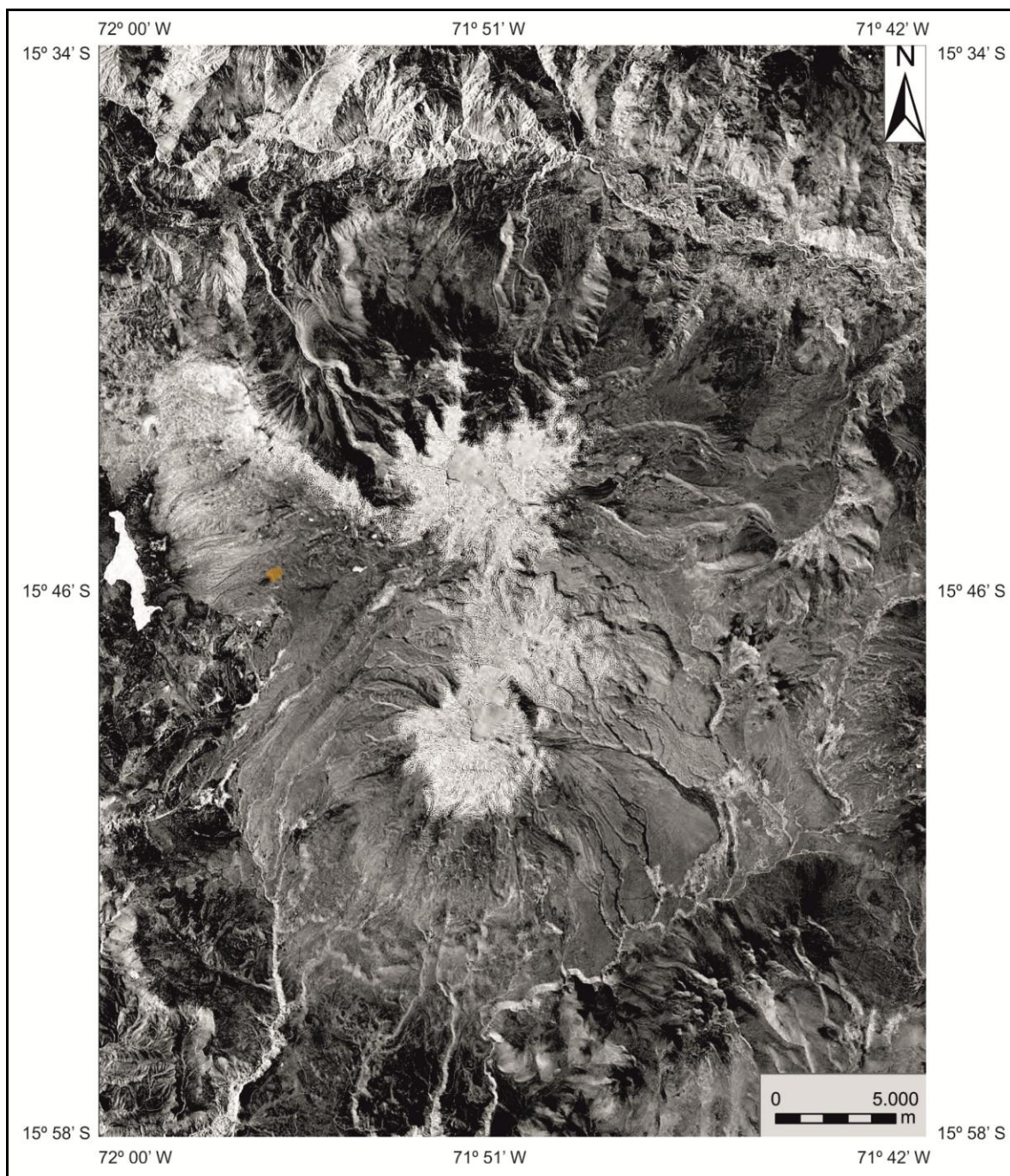
### **3.2. Conos de escorias erosionados por la acción fluvial.**

Los conos de escorias son edificios de morfología tronco-cónica cuyo origen está relacionado con la acumulación de flujos de lava basálticos y piroclastos (principalmente cenizas y lapillis), emitidos durante un único episodio eruptivo desde un foco de emisión. De esta manera, su formación se produce por una combinación de erupciones efusivas y explosivas de tipo estromboliano (Martí y Araña, 1993; Schmincke, 2004).

En el Complejo Ampato existe un cono de escorias cuya morfología característica, está siendo modificada a partir de numerosos canales que se activan con las lluvias de régimen torrencial. Este edificio se localiza al oeste del Sabancaya, sobre un rellano de lavas (Fig. 94).

El volcán en cuestión se conserva debido a que su emplazamiento esta fuera del alcance de la acción erosiva de los glaciares pleistocenos. Se ubica en una zona donde las masas de hielo restringieron su actividad al tramo superior de la ladera. La altura mínima que alcanzaron los frentes de hielo en este sector durante el momento álgido de la última glaciación fue de 4.850 msnm, a tan solo 50-80 m por encima de la posición del cono.

Este es el valor altitudinal de la morrena frontal localizada a menor altura. Sin embargo, en los valles adyacentes los flujos de hielo descendieron en el mismo periodo hasta niveles altitudinales inferiores (aproximadamente 4.250 msnm) y excavaron profundas artesas. Por tanto su conservación podría estar vinculada a factores locales que impidieron la formación de glaciares de mayor entidad (Fig. 95).



**Fig. 94.** Localización del único cono de escorias del Complejo Ampato, se trata de un edificio aislado y de escaso porte, que mide 25 m de altura y 675 m de diámetro (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mpsid).

Se estima que la formación de este cono de escorias es relativamente reciente ya que conserva la mayor parte de sus rasgos originales. A pesar de que no se vio afectado por el último gran avance glaciario, se deduce de las características espaciales y glaciares expuestas anteriormente que este edificio ya estaba presente cuando se produjo el evento frío.



**Fig. 95.** El cono de escorias localizado en la vertiente oeste del Complejo Ampato presenta surcos fluviales que se activan con las con lluvias torrenciales (Googleearth, 2012).

### 3.3. Conos de lava afectados por la acción glaciar.

Los conos de lava son edificios tronco-cónicos cuya génesis está relacionada con la acumulación de flujos lávicos cortos y de reducido espesor en torno a un centro eruptivo. El escaso desplazamiento de estas lavas está vinculado con su elevada viscosidad o a una baja tasa de emisión (MacDonald, 1972).

Normalmente estos volcanes son de tamaño pequeño cuando son construidos durante una única erupción. Aunque es poco común, pueden alcanzar grandes dimensiones si se forman en diferentes episodios eruptivos con una tasa de emisión elevada. Tanto en los primeros como en los segundos, el perfil vertical que suelen presentar es cóncavo al inicio pero a medida que se asciende en altura se incrementa la pendiente de las laderas hasta los entornos del cráter (MacDonald, 1972).

Del mismo modo que en los relieves analizados anteriormente, el aspecto original de varios conos de lava del Complejo Ampato han experimentado cambios como resultado de la acción glaciaria. La forma de cada edificio evolucionó de manera diferente en función de su nivel de exposición a los flujos de hielo. Con esta condición, los volcanes situados a mayor altura se encuentran más erosionados. Sin embargo aquéllos que están emplazados en cotas bajas tuvieron un modelado menor. Este patrón es igual al observado en otros relieves como los domos o los conos de escoria.

En la vertiente norte del HualcaHualca se diferenciaron dos edificios con evidencias de modelado glaciario (Fig. 96). El cono septentrional, más alejado de los flujos de hielo, tiene la ladera sur *pulida* y algunas porciones erosionadas por la acción de las masas de hielo. Las demás laderas tienen un buen estado de conservación al igual que la cima donde se diferenció un cráter abierto hacia el NE. Al pie de la vertiente sur hay una morrena adosada que fue depositada por las corrientes de hielo que descendieron por la cara norte del HualcaHualca durante su último gran avance. La existencia de este cordón morrénico significa que este cono de lava se formó en un episodio eruptivo más antiguo que el citado estadio frío.

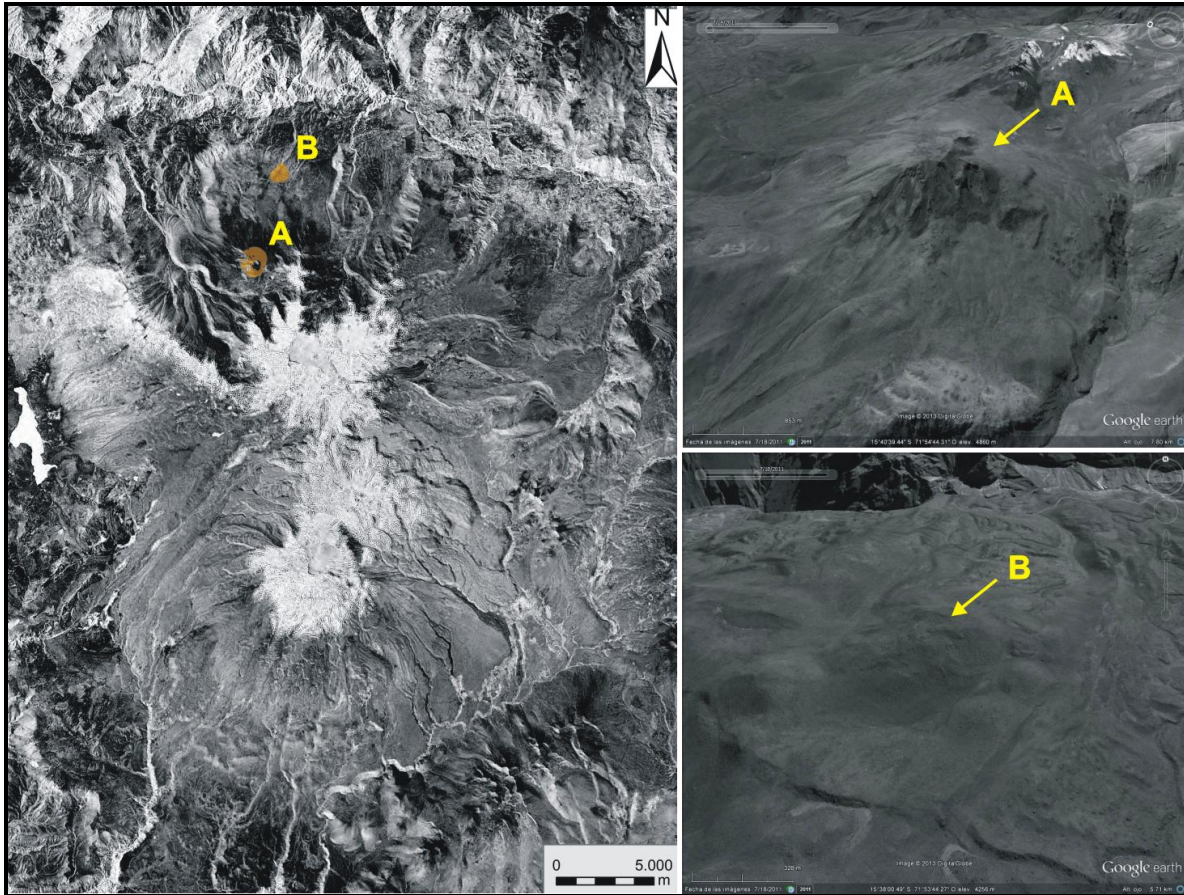
El cono meridional, conocido como Cerro Ahuashune, se sitúa en interior de la caldera a una distancia de 5.190 m de la línea de cumbres del HualcaHualca. Desde su base alcanza los 200 m y tiene un diámetro máximo de 1.580 m, unas dimensiones que reflejan que la tasa de emisión de material volcánico durante su génesis fue elevada y que probablemente se formó en varios episodios eruptivos.

Además su emplazamiento sobre un potente paquete de lavas también facilitó que alcanzara una altitud considerable de hasta 5.100 msnm. Su tamaño y la proximidad espacial al HualcaHualca, hace suponer que probablemente fue un edificio parásito o secundario asociado a la estructura principal.

El tramo medio de la ladera sur y el sector inferior de la noroeste del Ahuashune, fueron excavados por pequeños glaciares durante la última glaciación. El material erosionado de ambas vertientes fue movilizado y acumulado por las lenguas de hielo en cotas más bajas. Este proceso dio lugar a pequeños arcos y cordones morrénicos. Al finalizar la glaciación,



estas masas de hielo dejaron de avanzar y su superficie menguó con rapidez hasta desaparecer. Posteriormente, estos espacios glaciados fueron colonizados por glaciares rocosos en las fases frías del Holoceno.



**Fig. 96.** Los dos conos de lava con huellas de erosión glaciár se localizan en la vertiente norte del HualcaHualca. A la derecha se muestra su aspecto con más detalle (Imagen izquierda: Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - MRSID; Imágenes de la derecha: Googleearth, 2012).

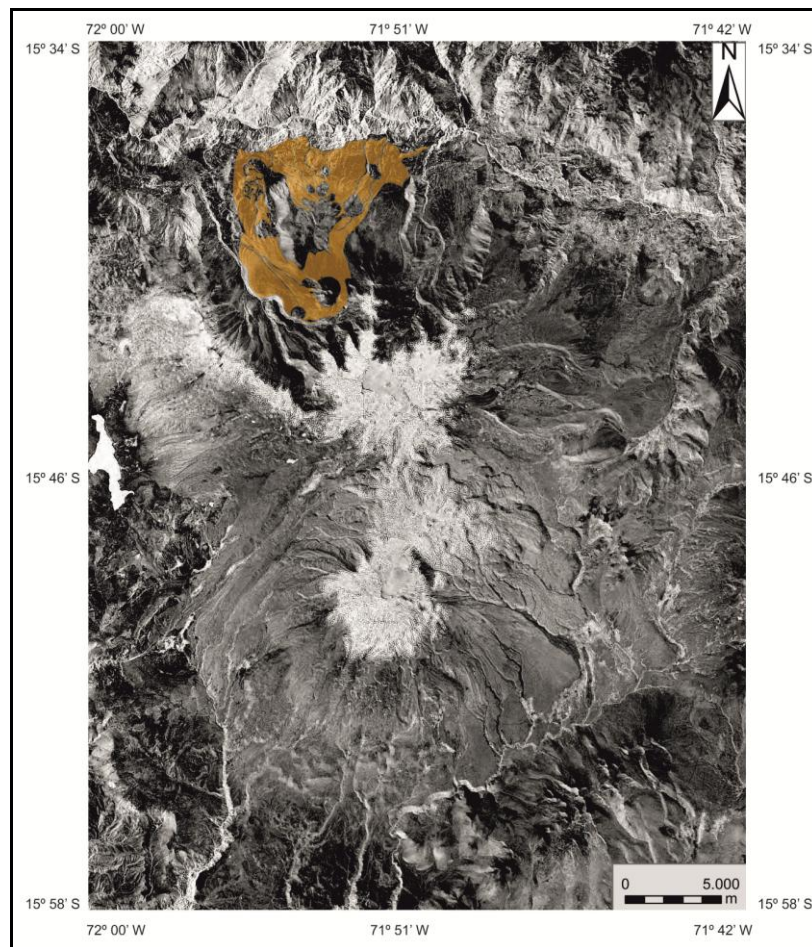
Se estima que este cono de lava tiene una edad relativamente antigua, su formación se inició después del colapso del flanco norte del HualcaHualca, datado de manera preliminar en 180.000 a. AP por Ar/Ar (Gómez *et al.*, 2009), y finalizó, al menos, antes de que comenzara el último gran avance glaciár, hace 18.000 a. AP, tal y como lo evidencian las huellas de modelado vinculadas con ese evento.



### 3.4. Coladas de lava erosionadas por la acción glacial y fluvial.

Por el norte del complejo volcánico Ampato existen numerosos flujos lávicos andesíticos y dacíticos que fueron modelados por la acción de los glaciares. La escasa pendiente en gran parte de este sector y la cohesión de los materiales que las componen limitó a la mínima expresión los procesos de sobreexcavación. Así, la abrasión pasó a un primer plano y la superficie de las lavas fue erosionada, dejándolas desprovistas de brechas, estructuras de flujo y mantos de cenizas. El resultado morfológico de esta actividad glacial es una serie de coladas pulidas y limpias de piroclastos.

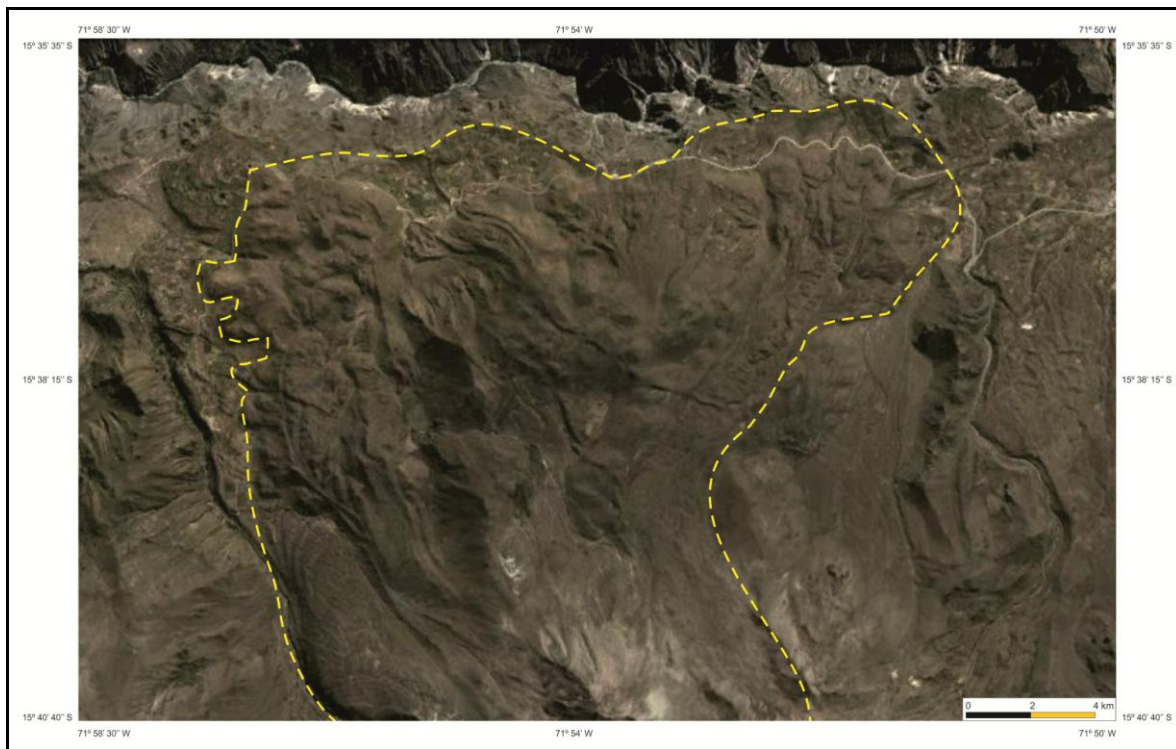
Estos derrames abarcan un área aproximada de 150 km<sup>2</sup> (Fig. 97) y sus dimensiones son contrastadas, diferenciándose coladas con una longitud mínima de 140 m y máxima de 10 km (el flujo de mayor longitud alcanza 10,6 km). El espesor también es notable, ya que muchas de ellas tienen varios metros de potencia.



**Fig. 97.** Las coladas de lava con indicios de erosión se sitúan en la vertiente norte del HualcaHualca. Cubren un área de 39 km<sup>2</sup> (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mrsid).

Todas las lavas fueron expulsadas desde focos de emisión secundarios localizados en la vertiente norte del HualcaHualca. Las más jóvenes y voluminosas proceden del cerro Ahuashune, un cono de lava erosionado, mientras que las más antiguas fueron expulsadas durante los periodos de actividad volcánica de domos y otros conos de lava.

La ausencia de morfologías de flujo, brechas y una cubierta piroclástica, significa que estas lavas fueron emitidas en erupciones que precedieron al menos, a la última glaciación. También es posible que fueran erosionadas en un evento frío más extenso y antiguo. Esto se deduce de la existencia de coladas glaciadas a una altitud de 3.300 msnm; 300 m por debajo del límite altitudinal mínimo registrado en el complejo volcánico Ampato correspondiente al último gran episodio glaciar (Fig. 98) (Alcalá *et al.*, 2011).



**Fig. 98.** Área que comprende a los flujos de lava, situados en la vertiente norte del HualcaHualca, cuya superficie ha sido modelada por los glaciares (Googleearth, 2012).

Los derrames distales también fueron erosionados por la acción fluvial. En la mayoría de ellos, el progresivo y enérgico encajamiento del río Colca formó paredes verticales. Además, la fuerte pendiente creada por la incisión fluvial y los ciclos diarios de hielo/deshielo hacen que estas lavas, *colgadas* sobre el Colca, sean susceptibles a procesos de ladera como desprendimientos y caídas de rocas.

La actividad de estos procesos es evidente por los numerosos coluviones conservados en la base de la pared izquierda del valle. Estos flujos lávicos son el techo de la serie estratigráfica del sector septentrional del área de estudio y fueron los primeros niveles volcánicos modelados por este colector fluvial.

## **II. RELIEVE EXÓGENO.**

El relieve exógeno del área de estudio comprende una amplia diversidad de formas erosivas y acumulativas, que proceden del dismantelamiento y destrucción de las morfologías estructurales originadas por la actividad volcánica. Su destrucción es el resultado de la acción dinámica de los procesos externos (Coque, 1984; Lugo, 1988).

El término exógeno se debe a los criterios de clasificación del relieve establecidos por la *Escuela Rusa*, los mismos que se aplicaron en la elaboración de la cartografía geomorfológica del Complejo Ampato. Aunque la semiología y la leyenda de la cartografía se adaptaron posteriormente al modelo establecido por la I.T.C., el nombre se mantuvo porque integra a todos los relieves formados por las fuerzas morfogenéticas externas, diferenciándolos con claridad de aquellos que tienen un vínculo endógeno.

En otros sistemas de clasificación, el relieve exógeno se denomina de otra manera. Por ejemplo, en la I.T.C. reciben el nombre de formas de modelado, mientras que en la corriente francesa la nomenclatura que se utiliza hace referencia a dominios morfodinámicos (Peña Monné, 1997).

Los procesos externos se definen como aquéllos cambios físicos o químicos que son capaces de modificar la forma original de la superficie terrestre (Thornbury, 1954). En el Complejo Ampato hay tres tipos de procesos externos que actúan permanentemente sobre las formas volcánicas: la meteorización (física y química), la erosión o denudación y la sedimentación.

Según Brunsden (1979), la meteorización es la respuesta de los materiales de la superficie terrestre a las condiciones existentes en la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. En el área de estudio son los procesos de meteorización físicos y químicos los que se encargan de

modificar el estado inicial de los afloramientos volcánicos. Los primeros provocan la fragmentación mecánica de la roca, debido a la elevada amplitud térmica diaria. Los segundos están estrechamente vinculados al hidrotermalismo (ante la acusada xericidad), cuya actividad ha sido capaz de desagregar eficazmente la roca.

La erosión del material meteorizado es llevada a cabo por diferentes agentes geomorfológicos que difieren en su capacidad de erosionar y transportar (Thornbury, 1954). La energía que necesitan para poder funcionar es suministrada por dos fuerzas principales: la gravedad y la radiación solar (Coque, 1984). En el Complejo Ampato, esta labor morfogenética ha sido realizada por cuatro agentes: los glaciares, la red de drenaje, los cambios térmicos de la atmósfera y los movimientos en masa.

El resultado de la sedimentación del material erosionado, al reducirse o terminar la actividad del agente de modelado, es la génesis de diversas formas de acumulación. En el área de estudio las más abundantes son las glaciares y a continuación, las periglaciares, laderas y fluviales (Coque, 1984).

Dada la importancia que tiene el relieve exógeno en la configuración geomorfológica del Complejo Ampato, se dividió en una serie de subcategorías donde se muestran y analizan con detalle tanto las características del proceso como las formas generadas. La nomenclatura que se utiliza fue la establecida por el I.T.C. Según este método, las morfologías resultantes de la acción de los procesos externos reciben el nombre “modelado” y a continuación se especifica el tipo de agente que realizó la actividad morfogenética, ya sea erosiva o acumulativa. Las subcategorías diferenciadas en el la zona de estudio son: modelado glaciar, modelado periglaciar, modelado fluvial y modelado de laderas.

#### **4. Modelado glaciar.**

La acción morfogenética glaciar ha sido muy eficaz en el Complejo Ampato. Su elevada altitud (6.288 msnm) y las frecuentes fluctuaciones climáticas que han existido en la Cordillera Occidental Andina desde el inicio del Pleistoceno (con descensos térmicos importantes e incrementos sustanciales de las precipitaciones en forma de nieve) crearon

un ambiente adecuado durante prolongados periodos de tiempo, para el óptimo desarrollo de importantes aparatos glaciares.

Dotados de una capacidad de modelado importante en la última glaciación, la expansión del hielo transformó intensamente los relieves volcánicos. De esta manera, durante este periodo gélido se crearon muchos de los relieves de origen glaciar que existen actualmente en paisaje geomorfológico del Complejo Ampato. Su conservación ha sido posible tanto por la ausencia de erupciones importantes en el volcán más glaciado (el HualcaHualca) como por el clima árido reinante que reduce la tasa de erosión post-glaciar a la mínima expresión.

La intensidad del modelado glaciar se refleja en el elevado número y diversidad de morfologías y depósitos glaciares que se distribuyen por casi todo el complejo. De todos estos relieves destacan las morrenas ya que de su análisis se pueden extraer datos de gran interés para reconstruir las condiciones paleoclimáticas del territorio.

De los tres volcanes que forman el complejo, el HualcaHualca ha sido el más afectado por la acción morfogenética de los glaciares (Fig. 99). La intensidad de su modelado indica que en este volcán existió una masa de hielo importante durante la última glaciación. Para su conservación y expansión fue determinante la ausencia de erupciones volcánicas durante miles de años. De hecho, este volcán está considerado extinto (Thouret *et al.*, 2005).

Sin embargo existen evidencias de hidrotermalismo (fuentes termales en los valles próximos al Colca, que han favorecido la existencia de alteritas) que de alguna manera debilitó la estructura del edificio. La actividad hidrotermal generó un potente manto de alteración, capa fue dismantelada en algunos sectores hasta prácticamente desaparecer debido al avance glaciar (Fig. 100).

La labor erosiva más eficaz desarrollada por los flujos de hielo se concentró en las vertientes norte y sureste donde las elevadas pendientes permitieron que descendiesen con más velocidad. Esta característica local del terreno dio lugar a que se incrementara su capacidad abrasiva y excavadora.





**Fig. 99.** La actividad glaciaria ha transformado la morfología original del HualcaHualca. Una de las causas ha sido la ausencia de erupciones significativas al menos desde el Último máximo Glacial (UMG), una calma volcánica que permitió el desarrollo de una masa de hielo de gran entidad en ese periodo (Julio, 2004).



**Fig. 100.** La actividad hidrotermal ha debilitado al HualcaHualca, esta característica sumada a la dinámica glacial ha dado como resultado una morfología compleja y variada (Noviembre, 2005).

En los volcanes Ampato y Sabancaya, las huellas de modelado glaciar son menos marcadas y abundantes. Esto se debe a que la acción de los glaciares fue débil, o que ha quedado suavizada o cubierta por la actividad volcánica (manteo piroclástico o cubiertas de lava), la cual ha sido constante desde que finalizó la última glaciación.

En el Holoceno, la mayoría de los periodos de quietud volcánica fueron cortos. Durante esta época, el Sabancaya experimentó varios episodios eruptivos importantes en los que se expulsaron abundantes volúmenes de material incandescente. Estas erupciones degradaron con rapidez las masas de hielo, ya en franco retroceso debido al calentamiento del clima, y provocaron su contracción hasta las cimas e incluso su desaparición.

El material volcánico emitido en estas erupciones cubrió la mayoría de las morfologías de origen glaciar del Sabancaya originadas durante el último gran avance. Los efectos de este juego entre las fuerzas endógenas (vulcanismo) y exógenas (glaciares) han quedado claramente plasmados en el paisaje morfológico de los dos volcanes, donde existe una gran diversidad de relieves volcánicos frescos en los sectores más elevados de los edificios, y formas glaciares (artesas, circos y morrenas) de la última glaciación y de las fases de *reavance* que se distribuyen por todas las vertientes de los volcanes.

Las morfologías derivadas de los procesos glaciares son de dos tipos: erosivas y acumulativas. Se optó por esta división porque permite clasificar cada forma del relieve en función de su génesis. Las primeras incluyen a los relieves originados cuando los glaciares actúan sobre los afloramientos volcánicos y los destruyen. El segundo tipo de relieve glaciar se forma cuando el flujo de hielo llega al área de ablación, se funde y la carga de detritos que transporta se sedimenta. Los depósitos que se generan en este proceso constituyen las formas de acumulación.

#### **4.1. Formas erosivas de origen glaciar.**

En los periodos de enfriamiento climático, los glaciares avanzaron desde las cimas hasta las cotas bajas del Complejo Ampato. Al descender hacia niveles altitudinales inferiores, los flujos de hielo modelaron el sustrato volcánico. La energía con la que actuaron estuvo

regulada por diversos factores como: la velocidad de flujo, el espesor del glaciar, el tipo de litología, la existencia de regolitos, etc. (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

La mayoría de las formas glaciares son una herencia de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), cuyo máximo fue datado entre 13.000 y 18.000 a. AP (Alcalá *et al.*, 2009; Alcalá *et al.*, 2011; Alcalá *et al.*, 2012). Desde entonces la dinámica general de las masas de hielo ha sido negativa. Esta tendencia provocó una drástica disminución de su actividad modeladora. De hecho, no hay evidencias geomorfológicas de que ningún *reavance* posterior alcanzase la cota mínima del MEG y tampoco de que llegaran a transformar el relieve con la misma intensidad.

El último *reavance* que dejó su impronta en el paisaje morfológico del Complejo Ampato tuvo lugar en tiempos históricos y se relaciona con el estadio frío global conocido como Pequeña Edad del Hielo (PEH). En esta pulsación, las lenguas de hielo *remodelaron* ligeramente los sectores más elevados de las cabeceras formadas por los paleoglaciares del MEG (Alcalá *et al.*, 2011).

El resultado de toda esta actividad se traduce en una serie de morfologías de origen glaciar. Se diferenciaron circos glaciares, la mayoría inactivos, así como superficies de abrasión y depresiones de sobreexcavación que evidencian la intensidad de los procesos erosivos en ciertos sectores del complejo. Por último, también se incluyó la unidad denominada superficies cubiertas por nieve-hielo, que comprende las áreas donde todavía el relieve volcánico continúa siendo modelado.

#### **4.1.1. Circos glaciares.**

Los circos glaciares son depresiones con forma de un semicírculo, localizadas en las cumbres o en el tramo alto de las laderas montañosas. El límite inferior del anfiteatro está abierto y es el punto de salida de las lenguas de hielo. Por arriba, los circos enlazan con paredes rocosas abruptas (40° - 50° de inclinación media) que culminan en picos o en aristas. El fondo de la hoya está erosionado por procesos de abrasión y en menor medida por la sobreexcavación originada por el movimiento del hielo (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

Desde un punto de vista glaciológico, los circos glaciares son fábricas de hielo, en estos espacios la nieve acumulada se transforma paulatinamente en hielo (proceso de diagénesis) siempre que el clima sea favorable; es decir, húmedo y frío. Por tanto, son receptáculos en cuyo interior existen o existieron en algún momento importantes volúmenes de hielo consolidado con la capacidad de fluir (Sugden y John, 1976; Muñoz, 1995).

En el Complejo Ampato se diferenciaron 91 circos glaciares, de los cuales el 60% se localizan en el HualcaHualca, el 30% en el Ampato y el 10% restante en el Sabancaya. Estos datos evidencian con claridad que el HualcaHualca fue el volcán más glaciado. En este edificio predominan los circos de tipo cabecera, caracterizados por ser grandes hemicírculos de dimensiones kilométricas que se sitúan en torno a las cimas.

Otra de sus características es que se encuentran rodeados por paredes rocosas verticales de decenas o varios cientos de metros de altura que están expuestas al proceso de gelifracción. Desde estos circos se emitieron lenguas de hielo de varias decenas de metros de espesor y varios kilómetros de longitud en la última glaciación, según se deduce de la altura de las morrenas vinculadas con este evento frío. Actualmente, la mayoría de ellos conservan masas de hielo aunque su estado se encuentra ya muy degradado.

En el Sabancaya se han conservado pocos circos glaciares. Al tratarse de un volcán activo, la mayoría de las cabeceras formadas durante la última glaciación quedaron sepultadas por varias generaciones de lavas y domos. Los que se han conservado tienen unas dimensiones relativamente reducidas. El mayor tiene una anchura máxima de 800 m medido desde los extremos del hemicírculo. Otros rasgos morfológicos de estos anfiteatros son sus límites difusos y que tienen un fondo plano o suavemente cóncavo.

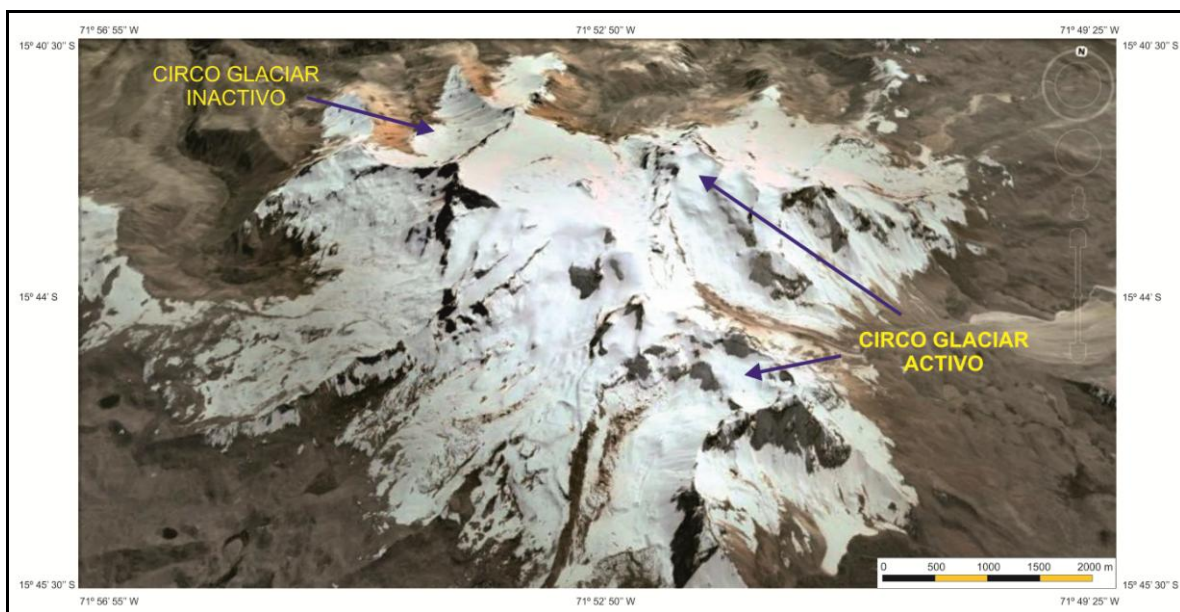
Los circos glaciares del Ampato alcanzan una escala kilométrica (el mayor mide 1.100 m de un extremo al otro del anfiteatro), están bien definidos y son relativamente profundos como consecuencia de una abrasión intensa. Se clasificaron como circos de cabecera y todavía albergan pequeños aparatos glaciares.

De los 91 circos del complejo, 71 se clasificaron como inactivos y 20 como activos. Los primeros se caracterizan porque ya no funcionan como fábricas de hielo. Su área de

distribución es amplia, sobre todo en el HualcaHualca donde están presentes en todas las vertientes y en todos los niveles altitudinales desde la base del edificio a las cimas.

Por el contrario, las cabeceras activas si contienen hielo en la actualidad. Se encuentran recluidas en las cimas del HualcaHualca y Ampato, por encima de 5.500 msnm. En el Sabancaya, los glaciares han desaparecido como consecuencia de las continuas erupciones. Solamente se conserva un pequeño retazo de hielo muy degradado que está adosado a la cara este del volcán, bajo el cráter. Se encuentra cubierto por una capa de ceniza de varios centímetros de espesor que lo aísla del exterior y permite su conservación.

La formación de los circos glaciares estuvo controlada por factores geomorfológicos y climáticos que actuaron conjuntamente. En primer lugar se considera que fue fundamental la configuración del relieve preexistente. La topografía del HualcaHualca fue la más favorable porque tiene numerosas concavidades relativamente profundas, derivadas del colapso volcánico, en las que fue posible la acumulación de la nieve (Fig. 101). Sin embargo, el Ampato y Sabancaya no cuentan con tantas depresiones como consecuencia de la morfología tronco-cónica de los dos edificios y la frecuente actividad volcánica (Fig. 102).

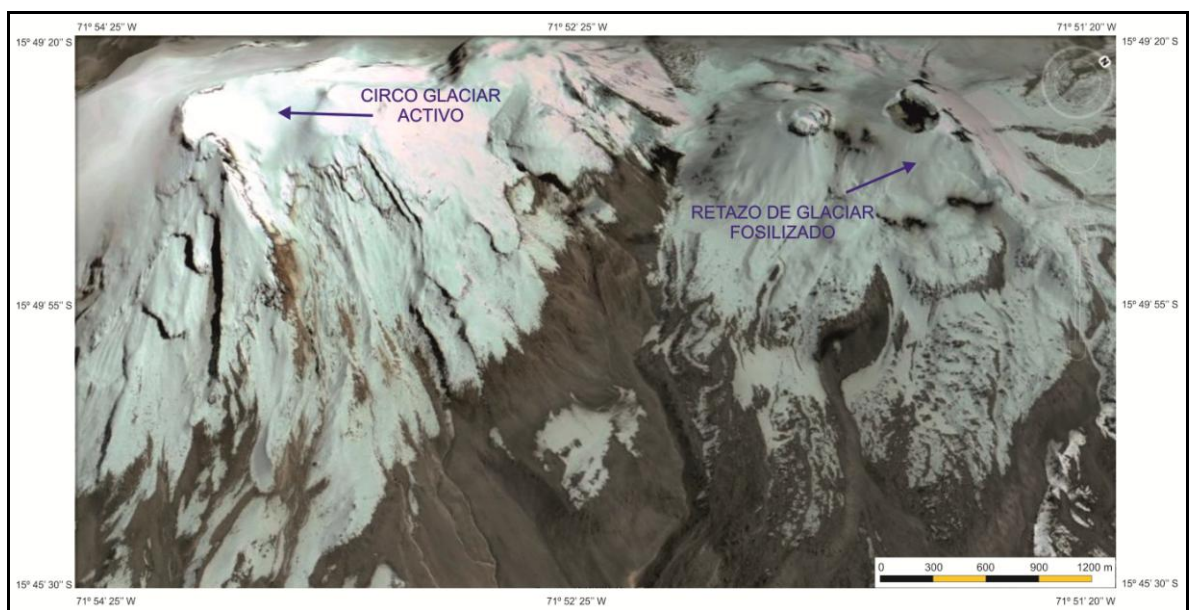


**Fig. 101.** En las cumbres del HualcaHualca todavía existen circos glaciares activos en los que se refugian masas de hielo que se encuentran actualmente en franco retroceso (Googleearth, 2012).



No obstante para la formación de los circos glaciares fue imprescindible un cambio en el clima, sin un descenso térmico y un incremento pluviométrico significativo durante la glaciación no habría sido posible la formación de estas formas del relieve, sobretodo en altitudes tan bajas (3.500-4.000 msnm).

En este sentido Embleton y King (1968), indican que existe una relación estrecha entre la génesis de circos glaciares y la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG), cuyo comportamiento depende por completo de las condiciones ambientales.



**Fig. 102.** En el volcán Ampato todavía funcionan los circos glaciares de las cumbres mientras que en el Sabancaya han desaparecido debido a la constante actividad volcánica. Solamente queda en la ladera este, a modo de vestigio, una porción del glaciar fosilizado por cenizas (Googleeearth, 2012).

En el Complejo Ampato, la LEG descendió hasta cotas muy bajas (4.940 msnm; de altura mínima en el valle de Huayuray y norte del HualcaHualca) durante la última glaciación, lo que permitió la formación de glaciares en las depresiones topográficas preexistentes a dicho periodo gélido.

Este ambiente favorable para su desarrollo desapareció con el ascenso progresivo de la LEG, lo cual coincidió con la paulatina recuperación de las temperaturas durante la deglaciación. Este cambio ambiental provocó que los glaciares localizados por debajo de la LEG desaparecieran.

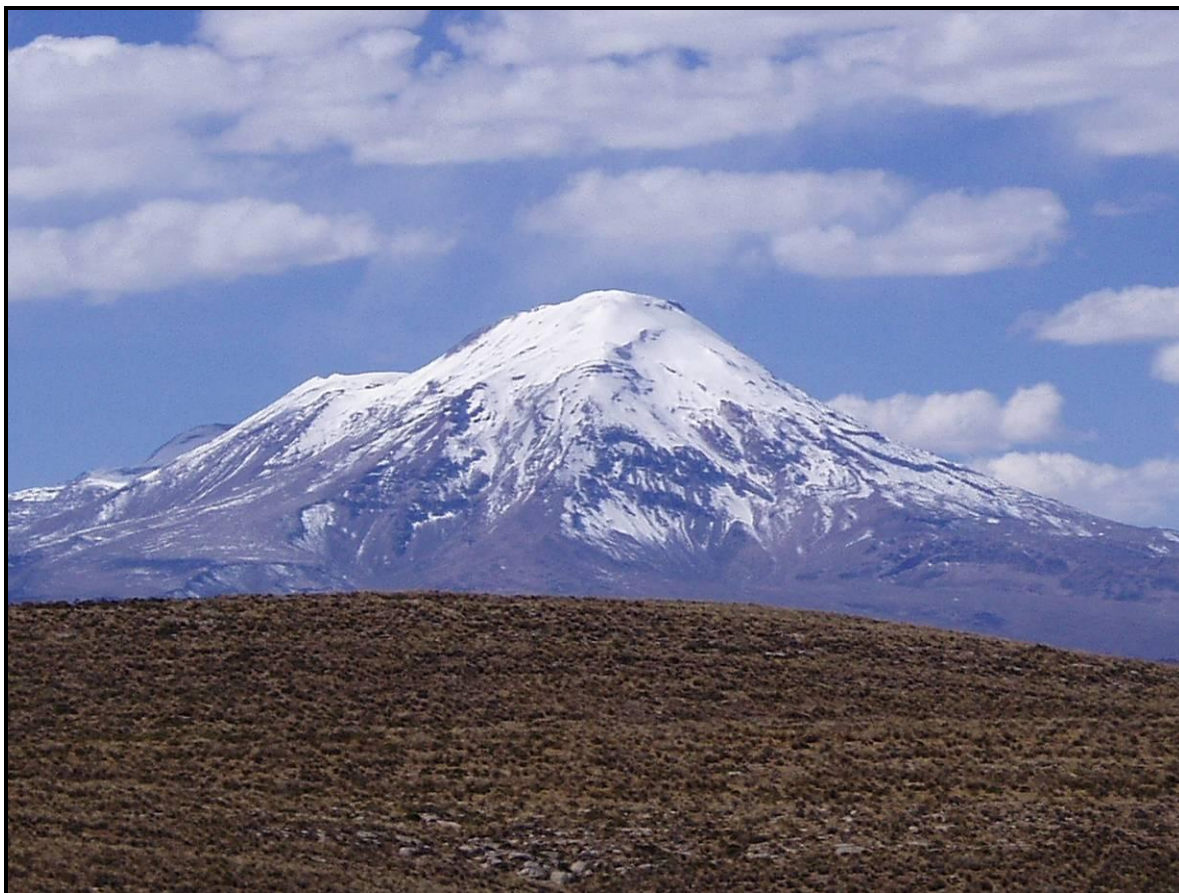
Por este motivo solo se conservan los glaciares situados en las cumbres o en su entorno. Ni siquiera se reactivaron los circos situados a baja altitud en los periodos fríos holocenos porque la LEG no descendió lo suficiente. Sin embargo, los glaciares recluidos en los circos de las cumbres si experimentaron una serie de *reavances*, como atestiguan los cordones y arcos morrénicos localizados por encima de las morrenas del máximo avance.

Las causas expuestas con anterioridad influyen claramente en la distribución de la altitud mínima de los circos glaciares. La cabecera glaciar situada a menor altitud se encuentra en la vertiente norte del HualcaHualca, a 3.200 msnm. Sin embargo, en los otros dos edificios se desarrollaron en cotas sensiblemente superiores. Así, la cabecera menos elevada del Ampato se formó en la cara sur en torno a 4.550 msnm, mientras que en el Sabancaya se ubica en su vertiente NE en una cota más elevada, a unos 5.200 msnm.

También se obtuvieron datos estadísticos que muestran el patrón de la distribución de los circos glaciares según la orientación. Predominan los expuestos al suroeste con el 18% del total, seguido por los orientados al sur, norte y noroeste cada uno con un 15%. Hacia el noreste se encuentran orientados el 12%. Las orientaciones restantes se sitúan por debajo del 10% cada una.

Estos valores muestran que los circos glaciares tienden a localizarse en las caras suroeste y sur del complejo. No obstante, a pesar de que ambas exposiciones son las más favorables para albergar masas de hielo, su distribución no está marcadamente polarizada, ya que el número de las que se sitúan en las vertientes meridionales no difiere mucho de las demás. Es destacable que el número de cabeceras orientadas al norte y al sur es similar. Asimismo la pauta espacial de los receptáculos más bajos también es aleatoria, al adoptar en cada volcán una orientación completamente diferente.

A *priori*, lo normal es que en las vertientes meridionales del área de estudio (que se localiza en el hemisferio austral) se registraran valores térmicos inferiores, por una menor radiación, haciéndolas más favorables para que se produzcan procesos ligados a la acción glaciar. Sin embargo, tal y como muestran los datos estadísticos, en el Complejo Ampato la influencia de la orientación no es tan evidente (Fig. 103).



**Fig. 103.** En la imagen se muestra las caras sur y oeste del estratovolcán Ampato. Al compararlas no se aprecian diferencias significativas en la intensidad del modelado glaciar (Julio, 2004).

Según Embleton y King (1968), la orientación tiene menos peso en la localización de los circos localizados en la zona tropical (el área de estudio se encuentra entre las franjas tropicales), al ser mayor el ángulo de inclinación de los rayos solares. De esta forma, la intensidad de la radiación cerca del ecuador es similar en todas las orientaciones y determina que ninguna vertiente sea más proclive que las demás para albergar glaciares. Por tanto, la insolación tiende a ser homogénea y no crea diferencias ambientales significativas.

#### **4.1.2. Superficies de abrasión y depresiones de sobreexcavación glaciar.**

Son superficies y depresiones producidas por la acción de los glaciares a través de dos procesos de desigual competencia: la abrasión y la sobreexcavación (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976). La abrasión consiste en el desgaste del sustrato cuando un glaciar pasa por encima de una superficie rocosa. Este proceso puede ser realizado directamente por la masa de hielo, aunque adquiere una mayor competencia cuando ésta

acarrea detritos resistentes en el fondo. El área fuente de estos derrubios es diversa; en unos casos son movilizados del lecho rocoso por el flujo de hielo y en otros pueden ser transportados en su interior después de caer sobre él por gravedad desde las paredes del circo glaciar (Sugden y John, 1976).

El resultado del proceso de abrasión es que tanto la base del sustrato como sus márgenes quedan pulidos y el roquedo aflorante adquiere un aspecto liso y limpio de materiales sueltos. Además, el perfil que hereda el afloramiento rocoso tras el paso del glaciar es ligeramente convexo y recibe el nombre de roca aborregada (Derrau, 1970; Coque, 1984). El rozamiento de las partículas duras y de mayor calibre que son transportadas o movilizadas por el hielo sobre la roca fresca, produce morfologías características de origen glaciar conocidas como estrías y acanaladuras.

Las estrías son marcas lineales alargadas de anchura milimétrica mientras que las acanaladuras son surcos de varios decímetros de amplitud y profundidad (Fig. 104). Cuando el hielo ya ha desaparecido, las superficies rocosas con este tipo de marcas evidencian cual fue el área que estuvo recubierta por los glaciares en el pasado y el sentido de flujo del hielo (Sugden y John, 1976).

La sobreexcavación es la acción efectuada por los glaciares de evacuar volúmenes variables de detritos de mediano y gran tamaño que existen en el sustrato. Este proceso genera superficies con un perfil cóncavo cuya profundidad varía en función de la potencia del manto de alteración presente en el afloramiento rocoso (Sugden y John, 1976).

En las áreas afectadas por la sobreexcavación, pueden diferenciarse dos tipos de morfologías cuya presencia depende del estado del sustrato. Por un lado están las cubetas que son depresiones profundas producidas en los sectores donde el material es muy deleznable y en donde los procesos erosivos pueden actuar eficazmente. Por otro, los umbrales o cerrojos, que aparecen en las áreas donde el sustrato es más resistente y por tanto menos susceptible a la labor erosiva de los glaciares (Embleton y King, 1968).





**Fig. 104.** Las estrías y acanaladuras son frecuentes en las superficies rocosas resistentes del Complejo Ampato. Su presencia es una manifestación clara del paso de los glaciares (octubre y noviembre de 2005 y 2006).

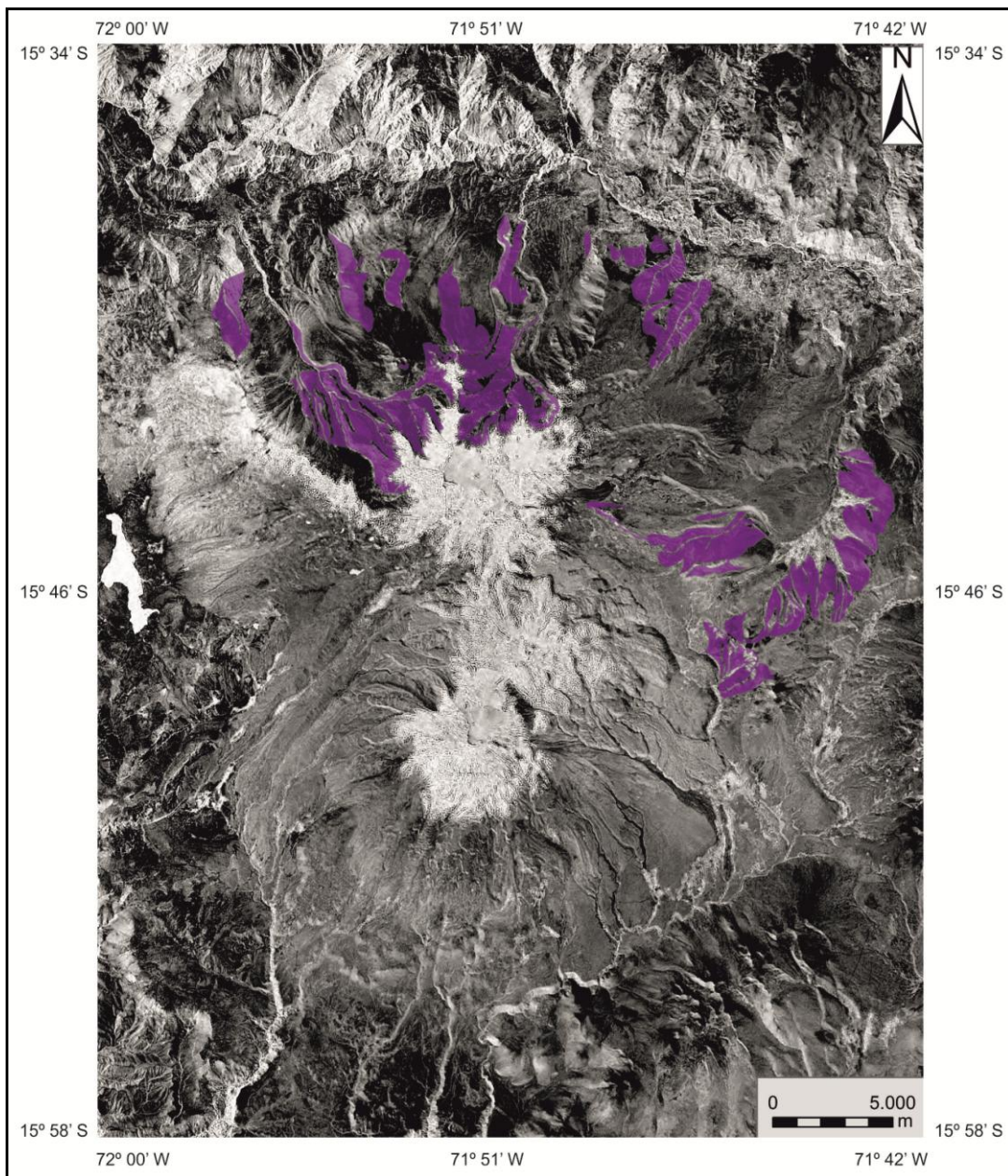
La intensidad de la abrasión y la sobreexcavación no es homogénea en todo el roquedo donde actúan. Según Sugden y John (1976) varios factores pueden controlar ambos procesos. Uno de ellos es la cantidad y dureza de los derrubios existentes en la base del glaciar. Sin su presencia desaparece o disminuye el rozamiento y se reduce sustancialmente su eficacia modeladora. También consideran que es de gran importancia la velocidad con la que se deslizan los flujos de hielo sobre el sustrato. De esta forma, cuanto más rápido se desplace el hielo mayor será su capacidad erosiva.

El espesor del glaciar también es fundamental en los procesos abrasivos (Sugden y John, 1976). Al incrementarse su grosor, el hielo puede ejercer más presión sobre las partículas basales, lo cual deriva en un incremento sustancial de la abrasión sobre la superficie rocosa. No obstante, los procesos abrasivos dejan de ser efectivos cuando la fricción entre la partícula y el sustrato es tan elevada que produce un retardo en el movimiento de las partículas. Su repercusión en la sobreexcavación también es importante al aumentar la



competencia con la que el glaciar desaloja los detritos sobre todo en las áreas con pendientes más fuertes.

En el Complejo Ampato, los procesos de abrasión y sobreexcavación glaciaria actuaron en tres sectores. Dos se localizan en las vertientes norte y noroeste del HualcaHualca y el tercero, se sitúa en la margen occidental de Patapampa un altiplano con el que limita el Complejo Ampato al este (Fig. 105).

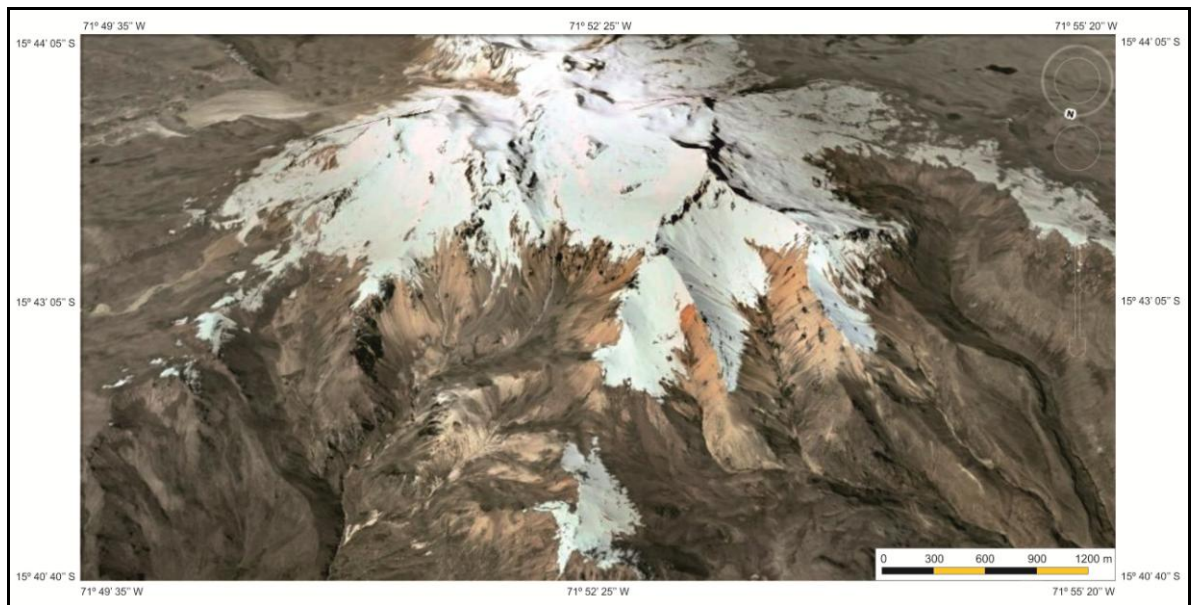


**Fig. 105.** Las laderas afectadas por la abrasión y sobreexcavación glaciaria, todas ellas se localizan en las vertientes norte y oeste del HualcaHualca y en las laderas occidentales del altiplano de Patapampa (Sombreado, NASA 2000, Landsat 7 - MRSID).

En los tres sectores mencionados, el modelado del hielo fue eficaz durante la última glaciación, así como en las fases de *reavance* holocenas donde los glaciares evacuaron importantes volúmenes de material volcánico y efectuaron una labor abrasiva intensa. El resultado de ambos procesos es una serie de superficies erosionadas y depresiones producidas por los procesos de sobreexcavación. En su conjunto podrían ser considerados valles glaciares colgados.

- Laderas y depresiones modeladas por procesos de abrasión y sobreexcavación glaciar de la vertiente norte y noreste del HualcaHualca.

El resultado geomorfológico de la erosión glaciar en este sector es la formación de laderas muy inclinadas ( $40^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) y surcos profundos en los que se conservan abundantes huellas de modelado glaciar. Un sector importante de estas formas se encuentra en el interior de los circos glaciares. La parte restante sobrepasa los límites de las cabeceras (Fig. 106).



**Fig. 106.** La abrasión y sobreexcavación glaciar ha sido eficaz en las cumbres y laderas del HualcaHualca. El resultado son varios valles colgados coalescentes relativamente profundos (Googleearth, 2012).

Debido a la intensidad de los procesos erosivos y al nivel de alteración del sustrato (hidrotermalismo), tanto el número como la extensión de los umbrales rocosos son reducidos. Éstos suelen aparecer aislados o forman superficies poco extensas en la cabecera del glaciar o en la mitad de la ladera. La morfología de estos afloramientos es la

típica forma aborregada tras haber sido pulidos por los glaciares. También hay cubetas en el fondo de los surcos pero son escasas y en general tienen poca profundidad.

El desnivel topográfico existente entre el tramo superior y el inferior de las laderas indica que grandes volúmenes de regolito del sustrato fueron evacuados por el avance energético de los glaciares. La eficacia con la que las masas de hielo del Pleistoceno desalojaron este material se atribuye a la combinación de varios factores, en su mayoría locales.

Uno de los más determinantes fue el grado de alteración de la superficie rocosa antes de que se iniciase la glaciación. La formación de potentes mantos de alteración en el complejo fue posible por el hidrotermalismo que afectó gran parte del edificio del HualcaHualca. Una vez ocurrido el deslizamiento volcánico, la pendiente aumentó en varios sectores, lo que favoreció que se incrementara la velocidad de avance de los glaciares y su capacidad para penetrar y erosionar el regolito.

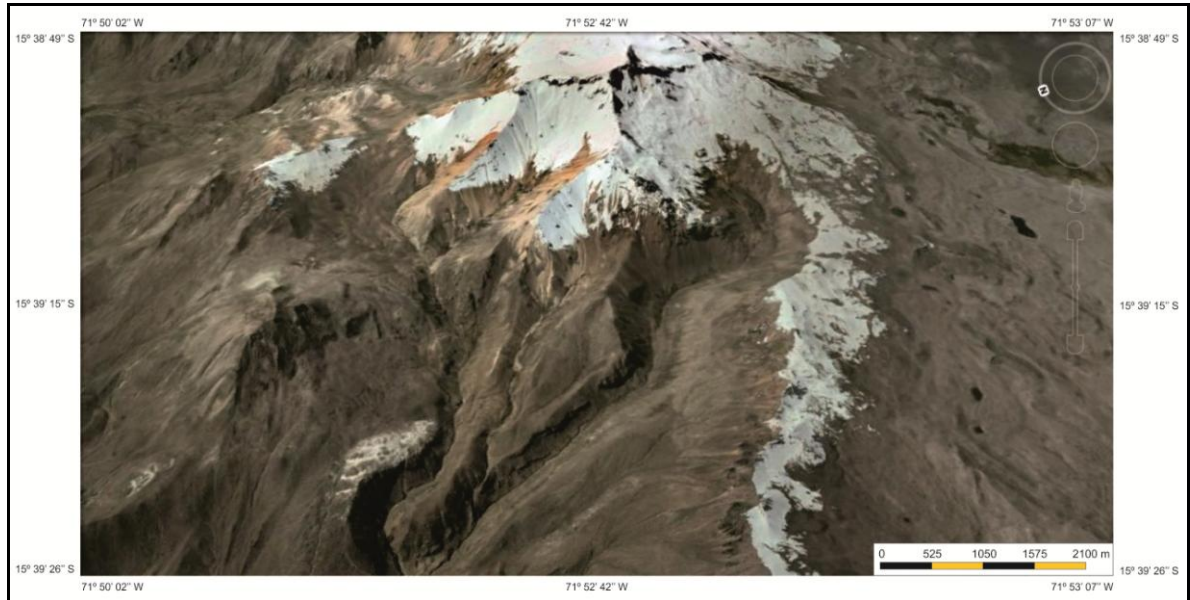
Hay otros dos aspectos que se consideran fundamentales en la génesis de dichas laderas del complejo volcánico Ampato. El primero es el espesor que tuvo el hielo durante la última glaciación, que al desplazarse hacia cotas más bajas efectuó un importante desalojo de partículas del regolito. El grosor del glaciar y el volumen de detritos evacuados se estimaron a partir del análisis de las dimensiones que tienen las morrenas vinculadas a este evento frío.

El segundo factor está relacionado con una intensa dinámica de los glaciares en el Holoceno. Durante este periodo, su reducido tamaño permitió que reaccionaran con rapidez a las frecuentes fluctuaciones climáticas lo que produjo retrocesos y avances. Esta sensibilidad a los cambios del clima que poseen los glaciares de pequeñas dimensiones ha sido registrada recientemente en otras áreas de los Andes centrales, como por ejemplo en el glaciar de Chacaltaya (Francou *et al.*, 2003).

De este modo, una sucesión de avances durante la última glaciación y en las fases frías holocenas habrían erosionado numerosas veces el manto de alteración. Aunque estos movimientos repetidos del hielo deberían haber construido una hilera más compleja de



morrenas, lo más probable es que la mayoría fuesen desmanteladas como consecuencia de la fuerte pendiente y los caudales de agua producidos durante la deglaciación (Fig. 107).

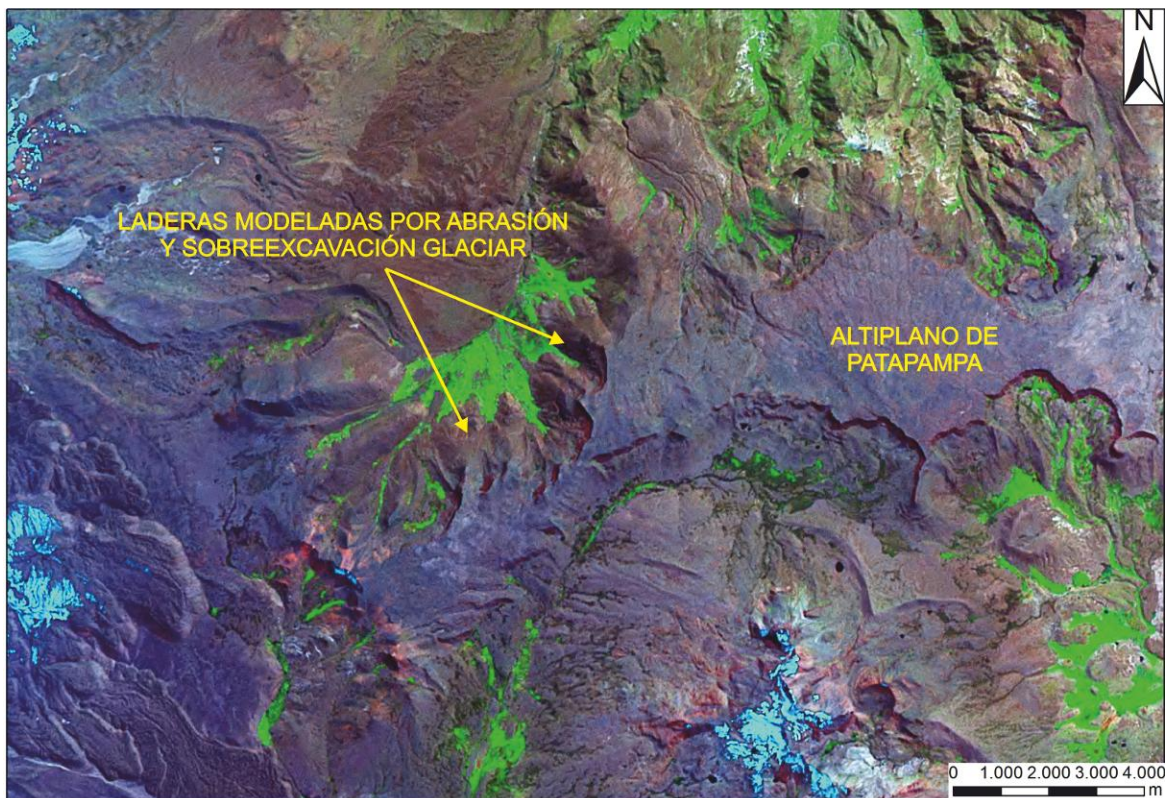


**Fig. 107.** Valles glaciares de la vertiente noroeste del HualcaHualca. Su formación probablemente se produjo por sucesivos avances glaciares que evacuaron eficazmente el manto de alteración del sustrato (Googleearth, 2012).

- Laderas y depresiones modeladas por procesos de abrasión y sobreexcavación glaciar en el altiplano de Patapampa (al este del Complejo Ampato).

La morfología del relieve en Patapampa se vincula con la actividad de un casquete glaciar que cubrió todo el altiplano. Su existencia se constató durante las campañas de campo, encontraron evidencias de pulido y estrías glaciares en varios puntos. Estos rasgos son resultado del movimiento del hielo y han sobrevivido a los procesos de meteorización, una vez que quedaron expuestas a la intemperie. También fue posible diferenciar pequeños complejos morrénicos; todos ellos, situados en los márgenes de esta superficie y se asociaron con las fases de avance.

La génesis de las laderas del margen occidental de Patapampa es el resultado de una dinámica glaciar similar a las del HualcaHualca (Fig. 108). La única diferencia radica en que el glaciar afincado en esta superficie tuvo una extensión superior. Una masa de hielo de esas características tiene una respuesta algo más lenta a las variaciones del clima.



**Fig. 108.** Imagen de satélite donde se muestra el altiplano de Patapampa. En esta altiplanicie se formó un pequeño casquete glaciar con flujos de hielo que, al aumentar de volumen y avanzar ladera abajo en los periodos fríos, modeló su superficie (NASA, 2000; Landsat 7 - Mersid. Bandas 1; 2 y 3).

Durante su expansión en la última glaciación y en las fases de *reavances* posteriores, esta masa de hielo emitió varias lenguas que descendieron por los márgenes del altiplano de Patapampa. La acusada inclinación de las laderas favoreció el avance y fue un factor determinante en el incremento de la energía modeladora del glaciar, labor que se vio favorecida por la existencia de un manto de alteración que permitió que excavara (abrasión), con eficacia, la superficie (Fig. 109).





**Fig. 109.** Las laderas situadas en los márgenes del altiplano de Patapampa han sido excavadas por un casquete de hielo que se formó durante la última glaciación. Posteriormente, estas vertientes han sido recubiertas de derrubios como consecuencia de la actividad periglacial (Julio, 2004).

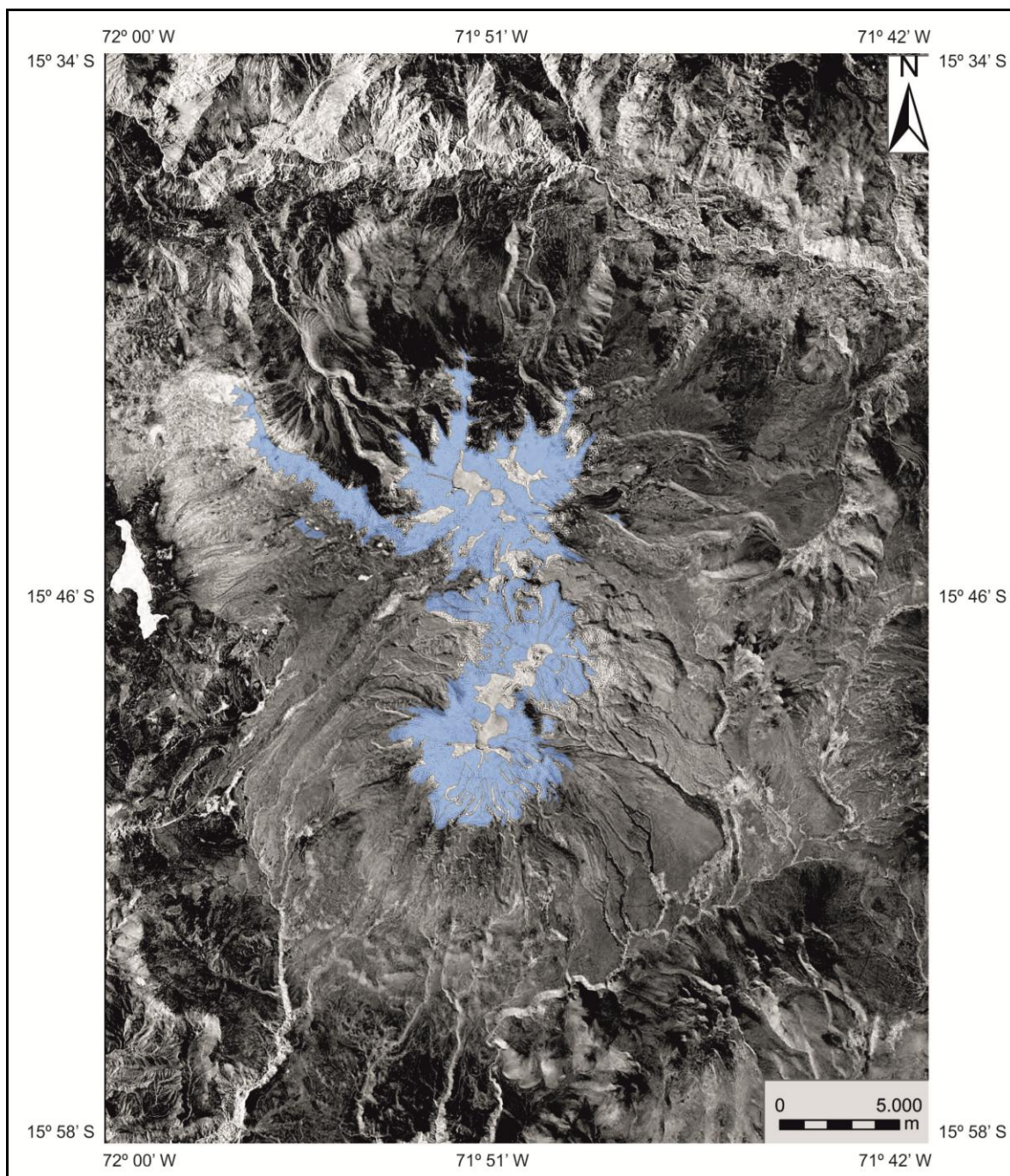
#### **4.1.3. Superficies cubiertas por nieve-hielo.**

Un manto de nieve y hielo cubre los sectores del Complejo Ampato situados por encima de los 4.850 msnm. Su espesor es reducido ya que es posible el reconocer la morfología de los relieves que existen bajo él.

La formación y conservación de esta cubierta nivo-glaciaria, está estrechamente vinculada con las fluctuaciones en la vertical de la isoterma 0° C. Durante el invierno austral, esta variable desciende a cotas bajas y permite que se conserve la nieve. Sin embargo en la época estival gran parte del manto se funde como consecuencia de su ascenso a cotas más elevadas.



El manto nivo-glaciario que se representa en la cartografía geomorfológica corresponde al año 1955. En este periodo alcanzó una extensión aproximada de 82 km<sup>2</sup> (Fig. 110). La mitad de esta superficie mencionada cubrió el HualcaHualca y el resto mantuvo a los volcanes Ampato y Sabancaya.



**Fig. 110.** Cubierta nival del Complejo volcánico Ampato, a partir de la interpretación de fotografías aéreas de 1955 (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mrsid).

La altitud mínima del manto nivo-glaciar no presenta variaciones significativas entre los tres volcanes. En el HualcaHualca alcanzó los 4.900 m, en el Sabancaya 5.050 m y en el Ampato 4.850 m. De los tres, la cota más baja corresponde al Ampato, hecho que tiene relación con la altitud y la exposición a los vientos de componente sur, que se caracterizan por ser más fríos en el hemisferio austral.

#### **4.2. Formas de acumulación glaciar.**

Se trata de relieves detríticos que resultan del proceso erosión-transporte de los de los flujos de hielo y que reciben el nombre de morrenas. Su existencia en un territorio indica que en el pasado hubo actividad glaciar (Sugden y John, 1976; Embleton y King, 1968).

En el área de estudio se diferenciaron tres tipos de formas morrénicas: mantos de fondo, cordones laterales y arcos frontales. Esta clasificación sigue un criterio morfológico y tuvo como objetivo, vincular los periodos de avance y retroceso glaciar ocurridos en el Pleistoceno y el Holoceno.

##### **4.2.1. Mantos morrénicos de fondo.**

Esta unidad está integrada por las morrenas de ablación, depósitos de material detrítico supraglaciar, que recubren el fondo de las artesas glaciares como resultado de la fusión total del hielo. Su espesor es variable y el aspecto que presentan, normalmente, es caótico como consecuencia de la acumulación desordenada y a veces rápida de los derrubios durante el deshielo (Sugden y John, 1976).

La fuente de los detritos de estas formas de relieve se encuentra en las paredes de los circos glaciares, donde son generados por la gelifracción. Si la producción de partículas en este ámbito es elevada, la carga que transportan los flujos de hielo se incrementa. Por este motivo, cuando se funden dan lugar a extensos mantos morrénicos que pueden llegar a tener varios metros de grosor (Embleton y King, 1968).

Cuando existe una alta densidad de morrenas de ablación, dan lugar a un paisaje que se conoce como *tipo hummocky* (Embleton y King, 1968), y que consiste en una sucesión compleja de montículos de varios metros de altura que están separados entre sí por

pequeñas depresiones. Existen dos modalidades de relieves *hummocky*: continúa cuando la cubierta de derrubios recubre por completo el interior del valle glaciar y, discontinua si el manto detrítico tiene una distribución irregular en el fondo de la artesa lo que da lugar a cinturones morrénicos dispersos que salpican el lecho del valle.

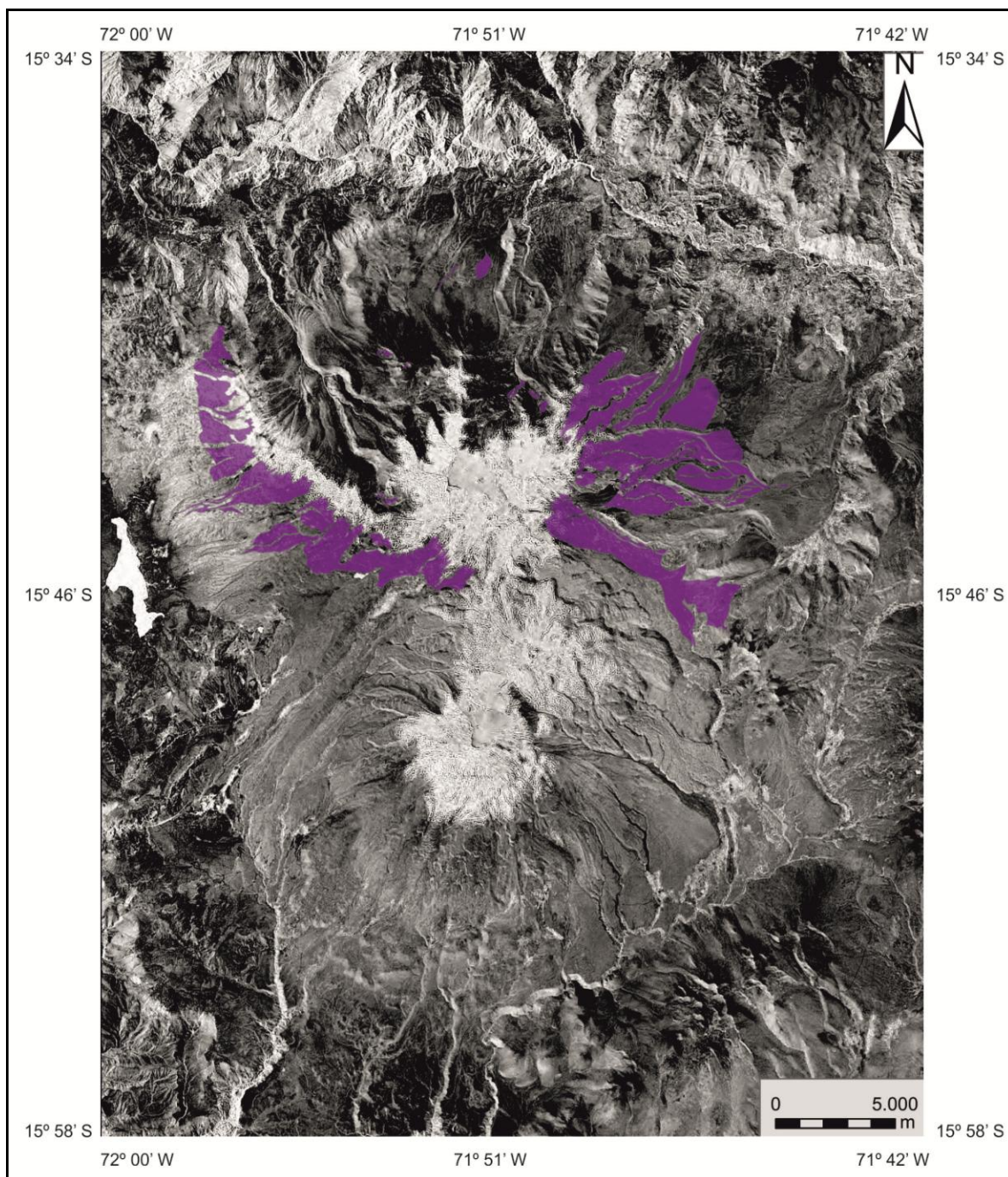
En el área de estudio, los mantos morrénicos de ablación se localizan en las artesas del noreste, este y suroeste del volcán HualcaHualca (Fig. 111). Estas acumulaciones masivas de detritos adoptan una configuración morfológica *tipo hummocky*, con un aspecto relativamente degradado. Las evidencias de los cambios en su forma original se debe a que algunos montículos han sido parcialmente erosionados por la acción de las aguas de fusión postglaciar y que en algunas áreas el manto ha sido removido por la esorrentía.

Sin embargo, en los sectores mejor conservados se identificaron morrenas que todavía exhiben rasgos primarios, como la morfología arqueada. Esta forma resulta de los procesos de movilización y ordenación que experimentaron las partículas en el seno del glaciar por las estructuras de flujo (ojivas). Una vez que la masa de hielo se fundió, los detritos se depositaron manteniendo el orden adquirido dentro del hielo.

La causa de la formación de estos mantos morrénicos se asocia a una mayor producción de detritos en los escarpes y las paredes de los circos glaciares del HualcaHualca, fruto de una eficaz gelifracción durante la última glaciación. De este modo, sobre la superficie de los glaciares (dentro del ámbito del circo) se acumularon importantes cantidades de partículas que después transportaron ladera abajo. Una vez se fundió todo el hielo, la carga se acumuló en el lecho de la artesa, recubriéndola (Fig. 112).

Cabe señalar que en los valles del Ampato y Sabancaya no se han encontrado mantos morrénicos de ablación. Se interpreta que la ausencia de estas morfologías en ambos volcanes se debe a un menor aporte de detritos desde las paredes de los circos glaciares y escarpes. Además, el número y tamaño de las formas de erosión mencionadas es más reducido; en esto, probablemente influyo la forma cónica de los edificios.





**Fig. 111.** Distribución de los mantos morrénicos de fondo. Solo se conservan en el HualcaHualca; en el Sabancaya y el Ampato no se formaron o fueron desmantelados durante la deglaciación (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mrsid).

En lo que respecta a su conservación, la variable que más ha influido fue la inclinación del terreno. En el sector sur del HualcaHualca, las pendientes son tendidas ( $15^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ) lo cual limitó la capacidad erosiva de las aguas de fusión postglaciar sobre los mantos morrénicos. Sin embargo, en la mitad norte del HualcaHualca sucede todo lo contrario. Allí la pendiente es superior a  $15^{\circ}$  como consecuencia del colapso volcánico. Tal vez por esta



razón no hay rastro de dichos depósitos. Si llegaron a formarse, lo más probable es que fuesen desmantelados por una acción energética de la esorrentía durante la deglaciación.



**Fig. 112.** Aspecto de un valle glacial situado al este del HualcaHualca. Ha sido parcialmente rellenado por los mantos morrénicos de fondo (Googleearth, 2012).

#### **4.2.2. Cordones morrénicos laterales.**

Los cordones morrénicos son montículos de material detrítico acumulado por los glaciares que se sitúan en los bordes laterales de los valles. Su área potencial de distribución abarca desde el final de la zona de acumulación del glaciar hasta su conexión con los arcos morrénicos frontales (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976). Las formas morrénicas laterales y frontales son utilizadas para reconstruir la superficie, dirección y el balance de masa de los paleoglaciares.

Una de las fuentes de los sedimentos que forman los cordones morrénicos son los circos glaciares. En las cabeceras, los fragmentos rocosos caen sobre el hielo desde las paredes y los escarpes. Posteriormente, estas partículas son transportadas por el glaciar hasta el área de ablación. La segunda área de procedencia del material que constituye las morrenas laterales son las laderas que enmarcan el valle. Desde estas paredes caen clastos fruto de la gelifracción o de otros procesos de ladera hasta el glaciar, incorporándose a su masa o en parte, depositándose en sus márgenes laterales. Sea cual sea su procedencia los clastos

transportados por el hielo, se comienzan a sedimentar en sus márgenes laterales a partir del inicio del área de ablación.

El balance negativo entre la acumulación y la ablación, hace que a partir de ese punto el glaciar pierda masa helada y tenga que depositar en sus márgenes parte de la carga que transporta. La formación de un cordón morrénico lateral indica la existencia en el glaciar de un periodo de equilibrio en su balance de masa, lo suficientemente prolongado como para acumular ese depósito. La magnitud de ese cordón puede indicar la importancia del avance del glaciar hasta alcanzar ese equilibrio, lo prolongado del periodo de equilibrio o la convergencia de ambos factores (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

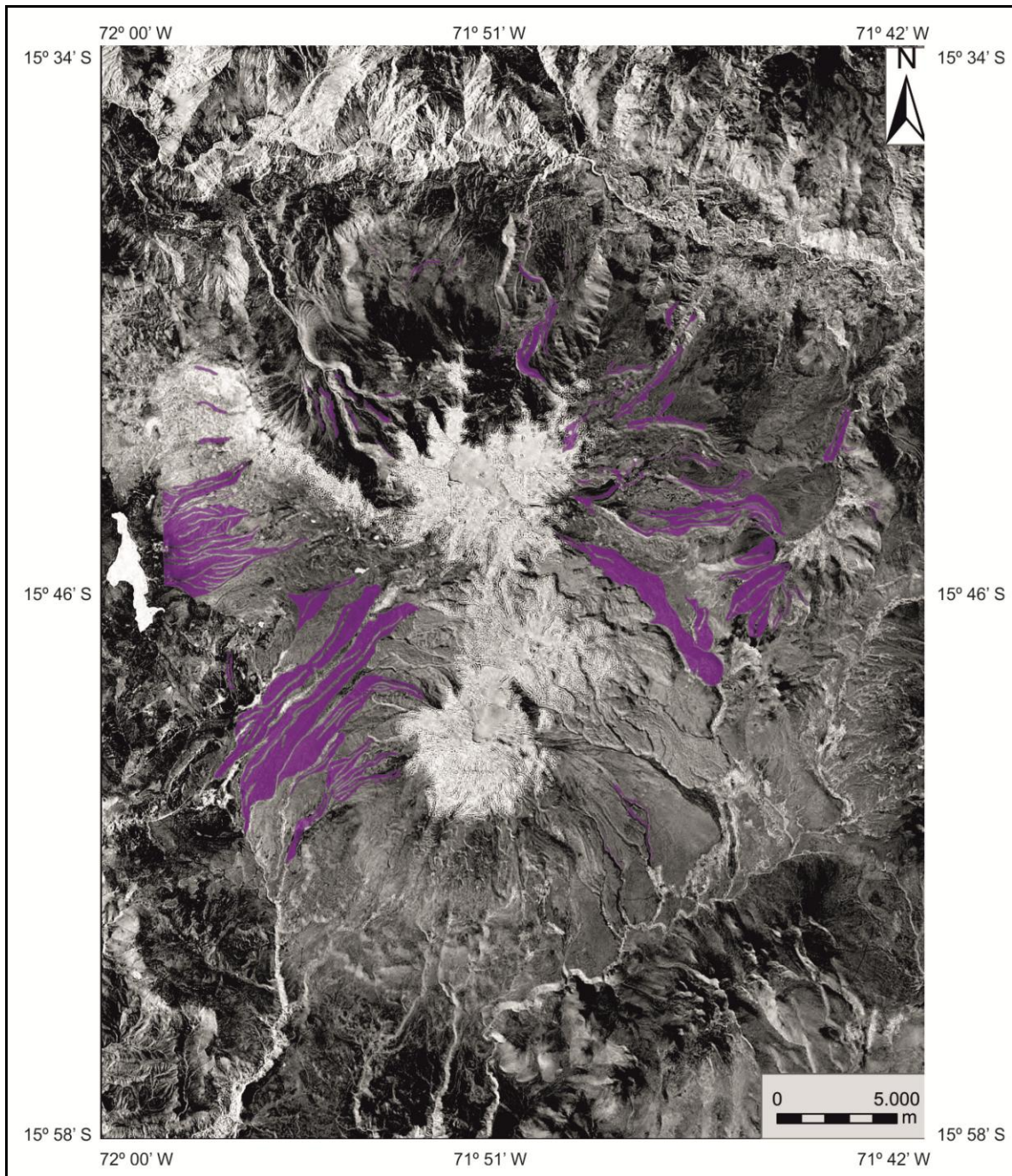
Los cordones morrénicos están compuestos por una mezcla masiva de sedimentos de diverso calibre, aunque predominan los fragmentos de tamaño bloque, estos suelen conservar huellas de la abrasión producidas durante el transporte (bloques estríados). Generalmente estas partículas de gran tamaño se encuentran *empastadas* en una matriz de finos, donde los sedimentos más pequeños son de textura limosa (Sugden y John, 1976).

Junto a la falta de selección granulométrica, los derrubios de los cordones morrénicos también se caracterizan por tener cierto nivel de desgaste. Además es común encontrar una amplia variedad de tipos de rocas, en función de la riqueza litológica del terreno de la cuenca glaciar (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

Los cordones morrénicos normalmente se localizan a distintos niveles altitudinales, adosados a las pareces en valles estrechos o a cierta distancia de ellas cuando son más amplios. Cada cordón se asocia con un avance glaciar y su número depende del comportamiento del glaciar. A veces las morrenas son muy numerosas y están próximas entre sí. La causa de su formación más aceptada es que el flujo de hielo experimenta una reacción rápida a las fluctuaciones del clima. Estos avances del glaciar a veces se manifiestan en periodos cortos de tiempo (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

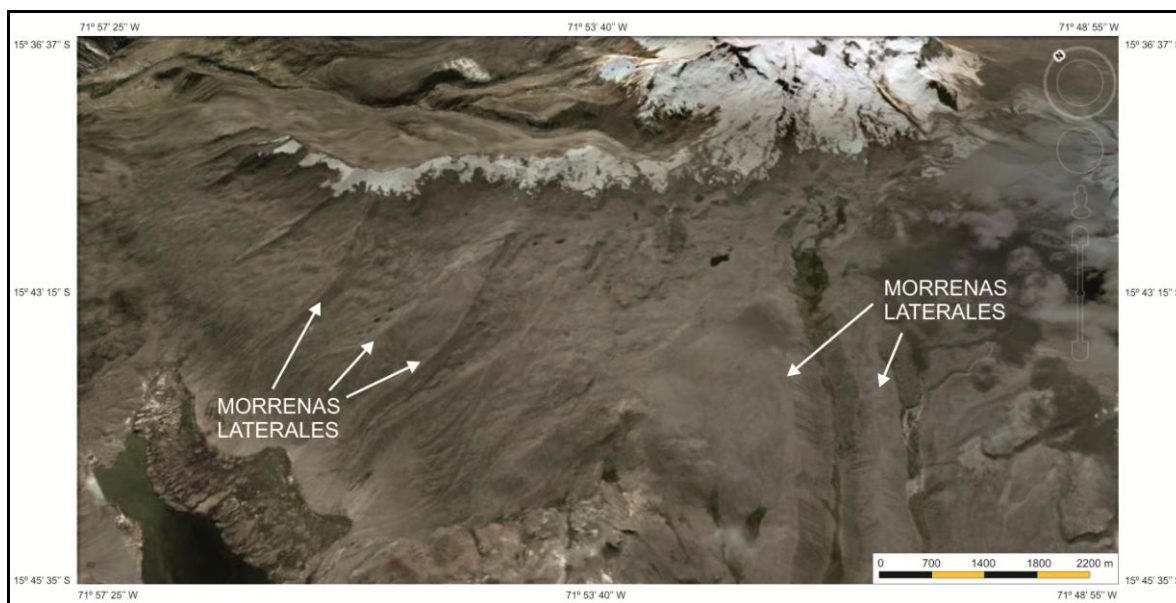
La conservación de los cordones morrénicos está subordinada al tipo de clima que hay en un territorio. Si éste es húmedo y la fitoestabilización es escasa, son desmantelados con relativa rapidez. Por el contrario, en un ambiente donde reine la aridez, como sucede en el Complejo Ampato, las morrenas permanecen en un buen estado (Sugden y John, 1976).

En el Complejo Ampato hay un rico registro de cordones morrénicos que son una herencia de la última glaciación y de las fases de *reavance* del Holoceno (Fig. 113). No solo es destacable el número de morrenas, sino también la diversidad de sus tamaños, diferenciándose tanto morrenas voluminosas como cordones de poca envergadura (Fig. 114).



**Fig. 113.** Las morrenas laterales son abundantes en el Complejo Ampato. Destacan en volumen las construidas por los glaciares del HualcaHualca (Sombreado; NASA 2000, Landsat 7 - Mpsid).





**Fig. 114.** Cordones morrénicos laterales en la vertiente oeste del HualcaHualca. Las morrenas que se señalan son las más voluminosas de todo el Complejo Ampato (Googleeearth, 2012).

Su buen estado de conservación permite que puedan utilizarse para reconstruir con gran aproximación cual fue la dinámica de los glaciares, obtener datos que permitan conocer cómo eran las condiciones ambientales durante los eventos fríos a través del cálculo de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y establecer con más precisión la edad de cada evento frío mediante la aplicación de métodos cosmogénicos. Este tema será tratado en profundidad en el capítulo V dedicado exclusivamente a la evolución de los glaciares desde la última glaciación.

#### **4.2.3. Arcos morrénicos frontales.**

Se trata de depósitos detríticos glaciares de morfología semicircular, indican el límite externo del área que fue afectada por el glaciario, su conservación está ligada a la capacidad erosiva de las aguas de fusión postglaciar. Lo normal es que desaparezcan con los elevados caudales hídricos generados al fundirse un glaciar de gran tamaño y por esta razón son consideradas formas efímeras. Sin embargo, no suelen ser desmantelados cuando las masas de hielo son de escasa entidad (Sugden y John, 1976).

Otro elemento que contribuye a preservarlos es el tamaño de los fragmentos rocosos, cuanto mayor es el calibre de las partículas que constituyen estas morfologías, menos susceptibles son a la erosión (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976). En las



regiones tropicales, la sublimación desempeña un papel muy importante en la pérdida de masa glaciar (Ribstein *et al.*, 1995; Kaser y Osmaston, 2002) y por tanto en la conservación de los arcos morrénicos. La razón es que el paso directo del hielo desde un estado sólido a gaseoso reduce a la mínima expresión la acción erosiva derivada de la esorrentía por fusión.

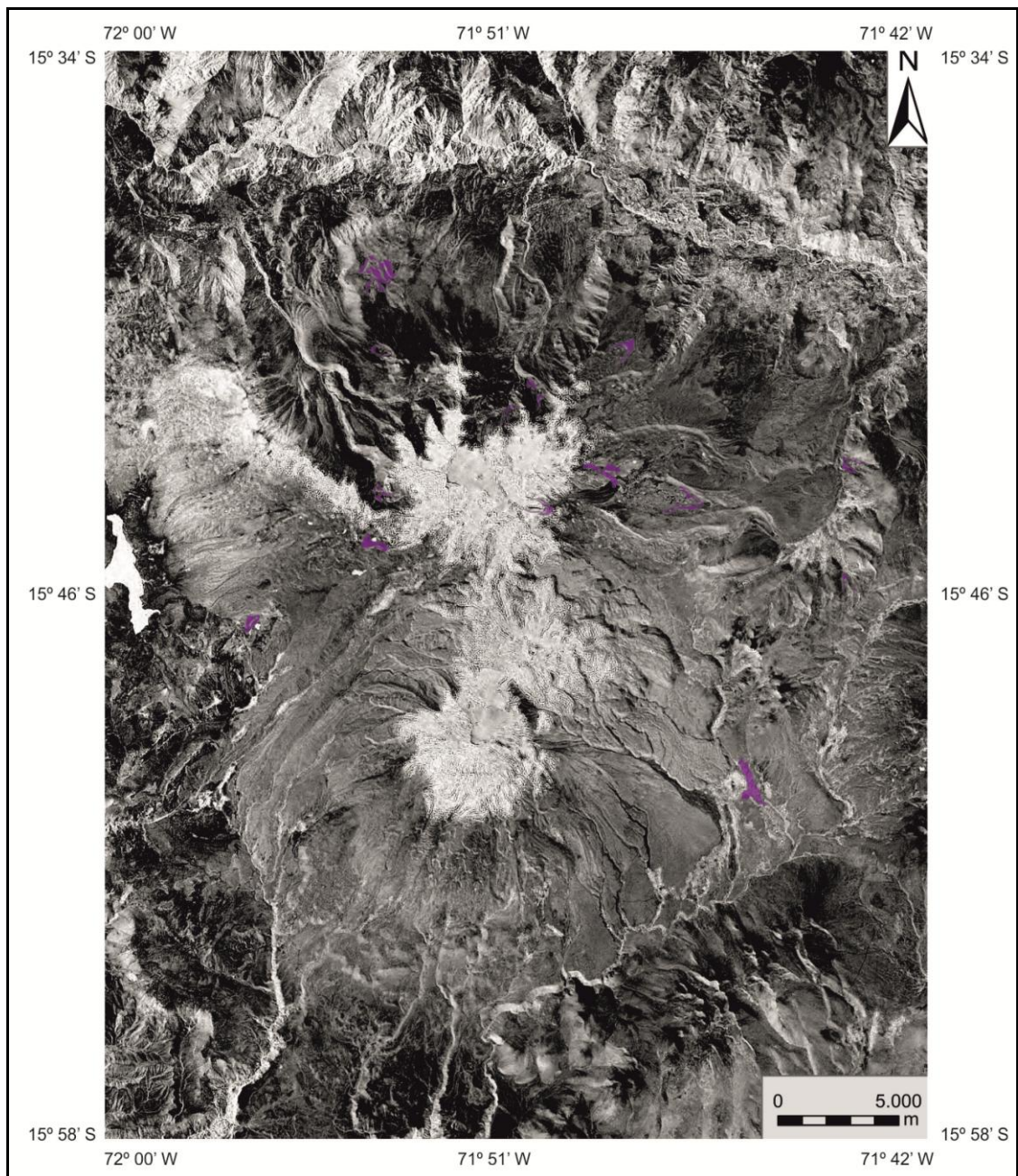
Si de un modo u otro han sido capaces de resistir a los procesos de erosión postglaciar, estos relieves suelen obstaculizar el drenaje y dan lugar a lagos cuyo tamaño está en consonancia con las dimensiones del arco morrénico. En algunas áreas, los represamientos producidos por estos relieves glaciares pueden llegar a ser peligrosos, si la cantidad de agua almacenada supera el punto crítico de resistencia de las morrenas que la soportan. Si esto se produce, la morrena se rompe y dan lugar a inundaciones aguas abajo que pueden provocar víctimas y/o importantes daños materiales (Sugden y John, 1976).

El origen de los arcos morrénicos se debe a que el glaciar empuja el material meteorizado que encuentra en el terreno al avanzar. De esta manera se acumulan conjuntamente los detritos extraídos del propio lecho por la sobreexcavación y las partículas que proceden de la fracturación mecánica de las paredes rocosas del valle. Así se explica que no haya una selección en los derrubios que constituyen las morrenas. (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

Los arcos morrénicos pueden aparecer aislados o formar complejos constituidos por una secuencia de varios de ellos. En el último caso, la construcción de cada relieve morrénico suele producirse durante un avance. La causa de su formación se debe a que el clima puede cambiar su tendencia varias veces durante cortos periodos de tiempo, lo que da lugar a frecuentes pulsaciones glaciares de avance y retroceso (Embleton y King, 1968).

En el área de estudio se diferenciaron 36 arcos morrénicos, de los cuales 33 fueron contruidos por los glaciares del HualcaHualca; uno de ellos, se asocia a los flujos de hielo del Sabancaya y los dos restantes se vinculan al avance efectuado por las lenguas del casquete glaciar, que cubrió la superficie del altiplano de Patapampa (Fig. 115).

El análisis de su distribución indica que estas morfologías no muestran querencia por una orientación determinada. Otra característica interesante es que existe una equidad en el número de arcos morrénicos aislados y los grupos integrados por varios de ellos. El conjunto más numeroso se sitúa en la vertiente norte del HualcaHualca. En él se diferenciaron 5 arcos muy próximos entre sí. Se interpreta que el origen de cada uno de ellos se corresponde con una fase de avance del glaciar.

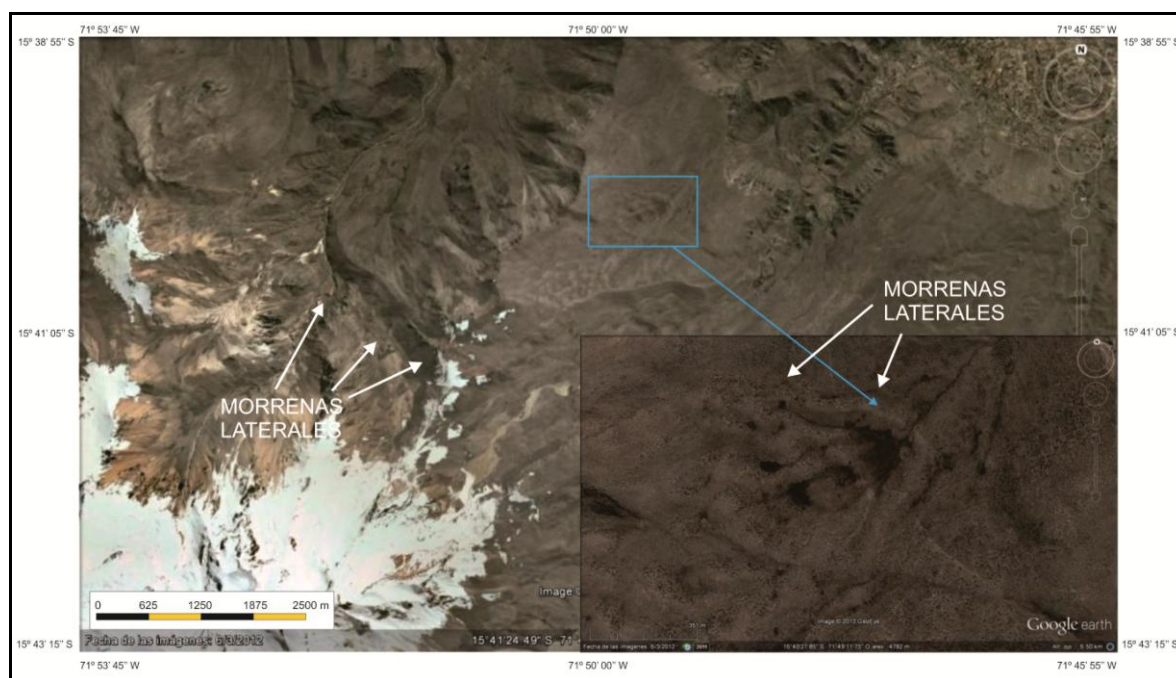


**Fig. 115.** Los arcos morrénicos frontales son menos numerosos que los cordones morrénicos laterales ya que suelen ser destruidos por los caudales de agua que se generan al fundirse las masas de hielo durante los periodos interglaciares (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mpsid).

- Propuesta cronológica relativa de los restos morrénicos del Complejo Ampato.

A partir del análisis geomorfológico y de la distribución altitudinal de los arcos y cordones morrénicos se estableció un escenario temporal de su formación y evolución. De este modo, se diferenciaron 6 etapas de avance o *reavance* de los glaciares:

1ª Etapa: Avances o *reavances* anteriores a la última glaciación. Esta etapa está integrada por un arco morrénico localizado en el flanco noreste del HualcaHualca, cuya altitud mínima se sitúa a 4.650 msnm. Se trata de una morrena degradada que se formó sobre una superficie lávica antigua que no fue afectada por el colapso volcánico del HualcaHualca (Fig. 116).

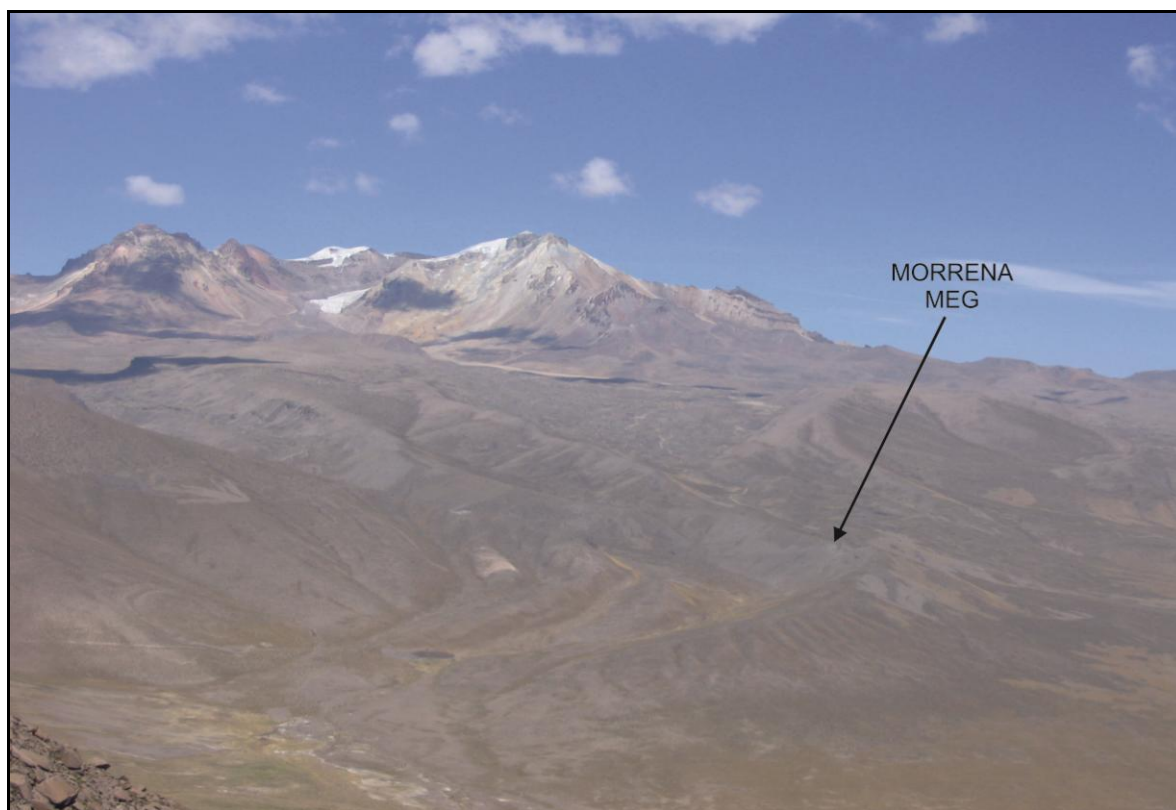


**Fig. 116.** Es probable que el arco morrénico situado en el flanco noroeste del HualcaHualca esté relacionado con un avance glaciar antiguo, anterior al Último Gran Avance Glaciar (Googleearth, 2012).

Por detrás de este arco, no existe ninguna otra evidencia y no es posible conocer la cabecera del glaciar que la formó. A partir de estas dos características se presentan dos hipótesis para explicar su origen; la primera, asociada a un evento frío más antiguo que la última glaciación. La segunda posibilidad es que este arco morrénico sea una consecuencia de un desbordamiento de las lenguas de hielo que descendieron por el valle contiguo durante la última glaciación o en una de las fases de *reavance* post-glaciar.



2ª Etapa: Máxima Extensión Glaciar (MEG). Está formado por 2 cordones morrénicos que se localizan en la cara norte del HualcaHualca. Tienen en torno a 10 m de altura y su aspecto está relativamente deteriorado por la formación de un sistema de debris flows en las laderas, cuyo recorrido da inicio en las crestas y finaliza en el fondo de las artesas. La altitud mínima de estas dos morrenas es de 3.600 msnm. Esta cota no solo marca el límite del MEG sino que también es el valor altitudinal más bajo de un avance glaciar del que se tiene registro en todo el Complejo Ampato. El origen de este avance se relaciona con un enfriamiento del clima, tal y como sucedió a escala planetaria (Fig. 117).



**Fig. 117.** En la cara este del HualcaHualca se localiza una morrena que se asocia con la máxima expansión de los glaciares (MEG). En el área de cumbres, se observa el frente del glaciar actual (Octubre, 2005).

3ª Etapa: Primer *Reavance* Tardiglaciar (RT1). Varias decenas de cordones y arcos morrénicos, localizados en todas las vertientes del Complejo Ampato, se vinculan con una primera fase de *reavance* Tardiglaciar. La altitud mínima a la cual se sitúan es 4.100 msnm. Su característica principal radica en que son más voluminosas que las demás morrenas cartografiadas. Se estima que su espesor puede llegar a medir 100 m. Otro rasgo que los define es que no tienen huellas de erosión. Restos morrénicos de características



similares han sido documentados en volcanes próximos, como el Coropuna (Úbeda, 2011), lo cual denota que se trata de un evento de escala regional.

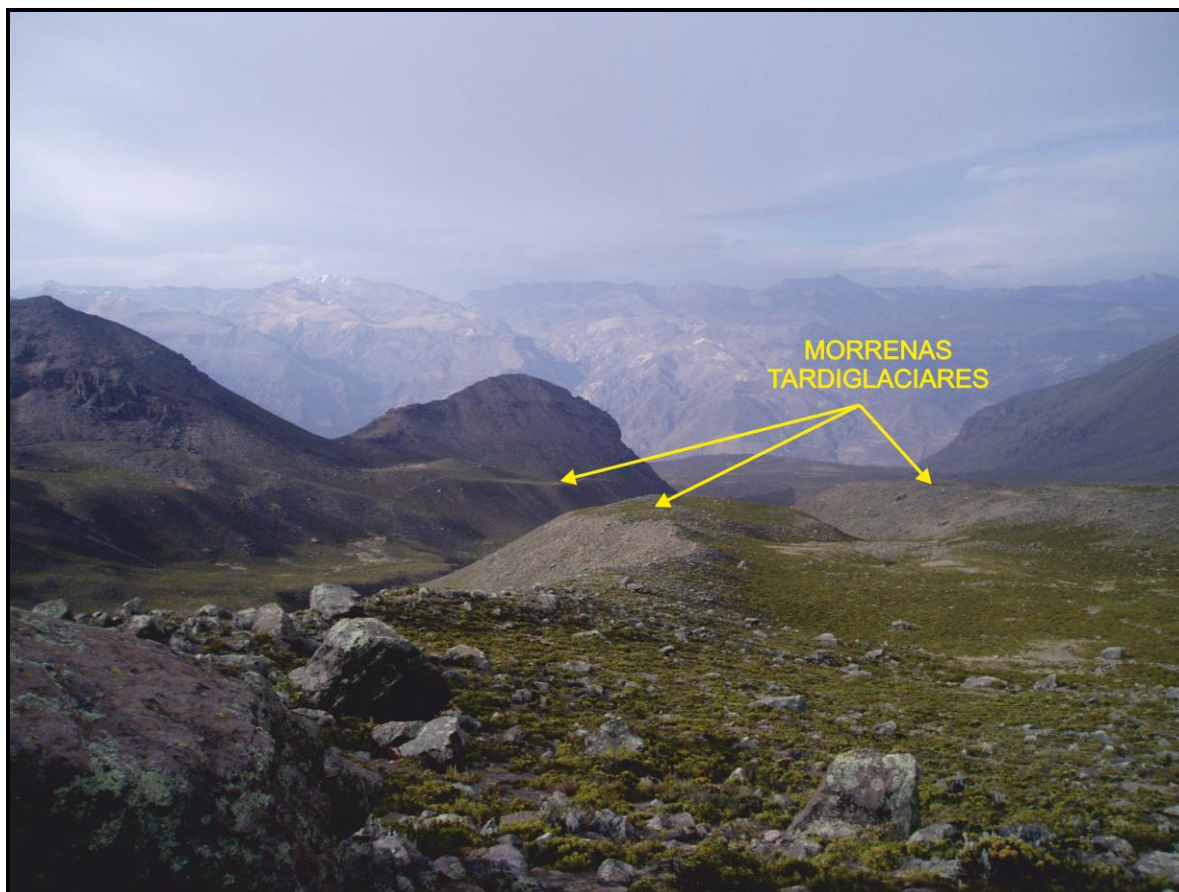
El tamaño de las formas morrénicas indica que fue un *reavance* eficaz y capaz de desalojar una importante cantidad de material detrítico. Probablemente, después del retroceso de los glaciares asociados al último evento frío, hubo un periodo importante en donde la meteorización mecánica predominó y dio lugar a un potente regolito. No obstante, el área afectada por este fenómeno (RT1) fue más reducida que en la Máxima Extensión Glaciar (MEG). La evidencia es que la diferencia altitudinal entre los restos morrénicos del MEG y el RT1 es de aproximadamente 500 m.

De la altura de las morrenas también se deduce que los glaciares tuvieron un espesor importante (unos 80-100 m). Este dato sugiere que la causa del *reavance* RT1 podría estar relacionada con un incremento de la humedad atmosférica, lo cual se tradujo en un aumento sustancial de la innivación en las cabeceras glaciares del Complejo Ampato. Esta hipótesis es coherente con los datos que proceden de la evolución de los lagos del altiplano durante el Cuaternario.

Varios estudios realizados sobre este tema indican que la altura de la lámina de agua de las áreas lacustres del altiplano centroandino fue sensiblemente superior a la actual. También han sido documentados en diferentes estudios, varios episodios de desbordamientos en esta época como por ejemplo en el lago Titicaca (Seltzer, et al., 2002; Kull et al., 2008).

4ª Etapa: Segundo *Reavance* Tardiglaciar (RT2). Incluye a los arcos y cordones morrénicos distribuidos por todas las vertientes del complejo, se encuentran entre las cotas 4.500 msnm y 5.050 msnm. A diferencia de la etapa anterior (RT1), las morrenas del RT2 tienen un espesor reducido, su altura varía entre los 8 y 10 m; además, no presentan huellas de erosión.

La génesis de estas morrenas se vincula con el segundo *reavance* Tardiglaciar (RT2), cuya magnitud fue inferior a la del primero (RT1). Esta afirmación se fundamenta en la altitud mínima de las morrenas de RT2, situadas a 400 m por encima de las correspondientes a RT1 (Fig. 118). La causa de la *reactivación* glaciar RT2 se desconoce, no obstante podría estar vinculado a un nuevo episodio húmedo al igual que el ocurrido en el RT1.

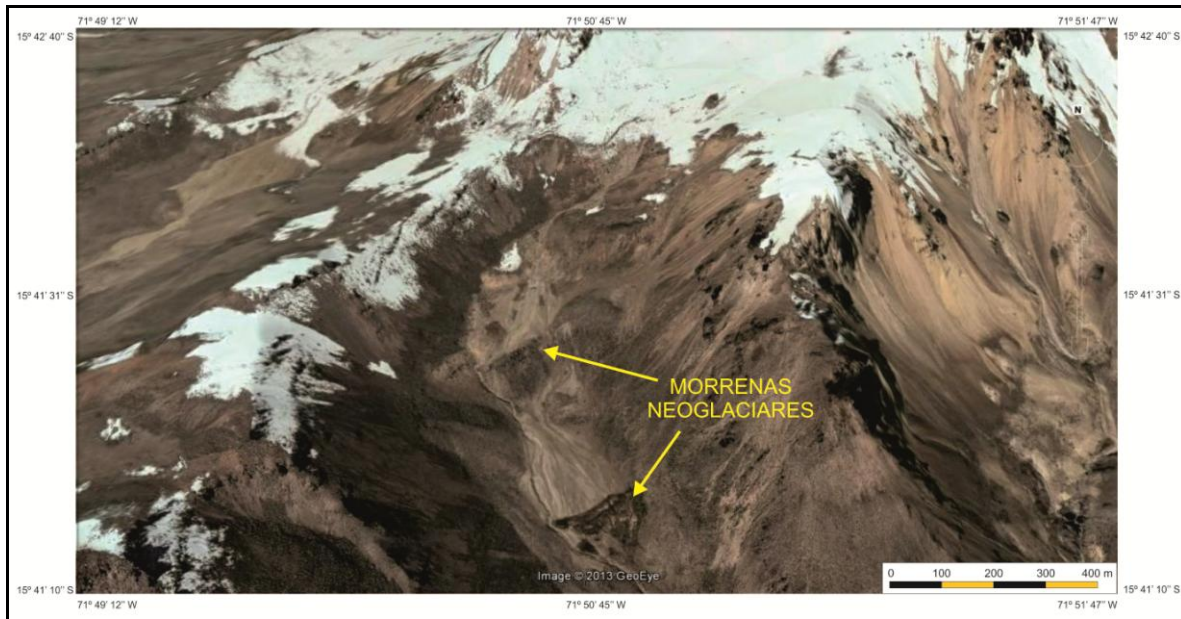


**Fig. 118.** Panorámica de los cordones morrénicos Tardiglaciares (RT1 y RT2), en el valle de Huayuray (Octubre, 2005).

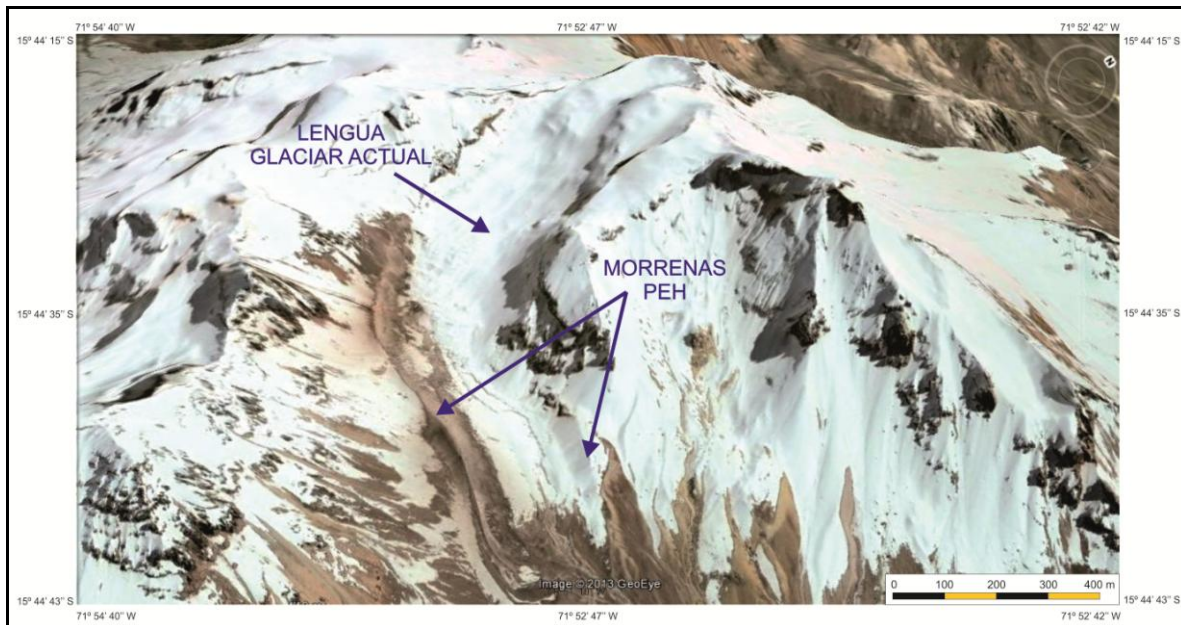
5ª Etapa: *Reavance Neoglaciar (RN)*. Esta etapa está formada por varios grupos de arcos morrénicos que se localizan entre los 5.050 y 5.300 msnm (Fig. 119). La altura de estos depósitos está estimada entre los 3 y 5 m, en cada conjunto existen de 2 a 3 arcos consecutivos. La escasa distancia entre cada uno de ellos (unos metros) como su similitud morfológica, son evidencias que sugieren considerar varias fases de estabilización del glaciar en cada reactivación de su avance. Su formación se asocia a los últimos estadios glaciales del Holoceno, en los cuales los flujos de hielo volvieron a movilizarse posiblemente como respuesta a diferentes periodos de enfriamiento del clima.

6ª Etapa: *Reavance Glaciar de la Pequeña Edad del Hielo (PEH)*. La sexta y última etapa glaciar que se diferenció, concentra los arcos morrénicos localizados por encima de 5.300 msnm. Su nivel de conservación es óptimo y se estima que tienen alrededor de 10 m de altura. La escasa distancia que los separa de los frentes glaciares actuales, revela que su génesis ha sido reciente, probablemente en tiempos históricos (Fig. 120). En este marco temporal, el único avance con la entidad suficiente que podría haberlos originado se

relaciona con la pulsación positiva de escala planetaria conocida como Pequeña Edad del Hielo (PEH).



**Fig. 119.** En el tramo alto de algunos valles del Complejo, como en el Huayuray, existen morrenas que se asocian con *reavances* Neoglaciares (RN) (Googleearth, 2012).



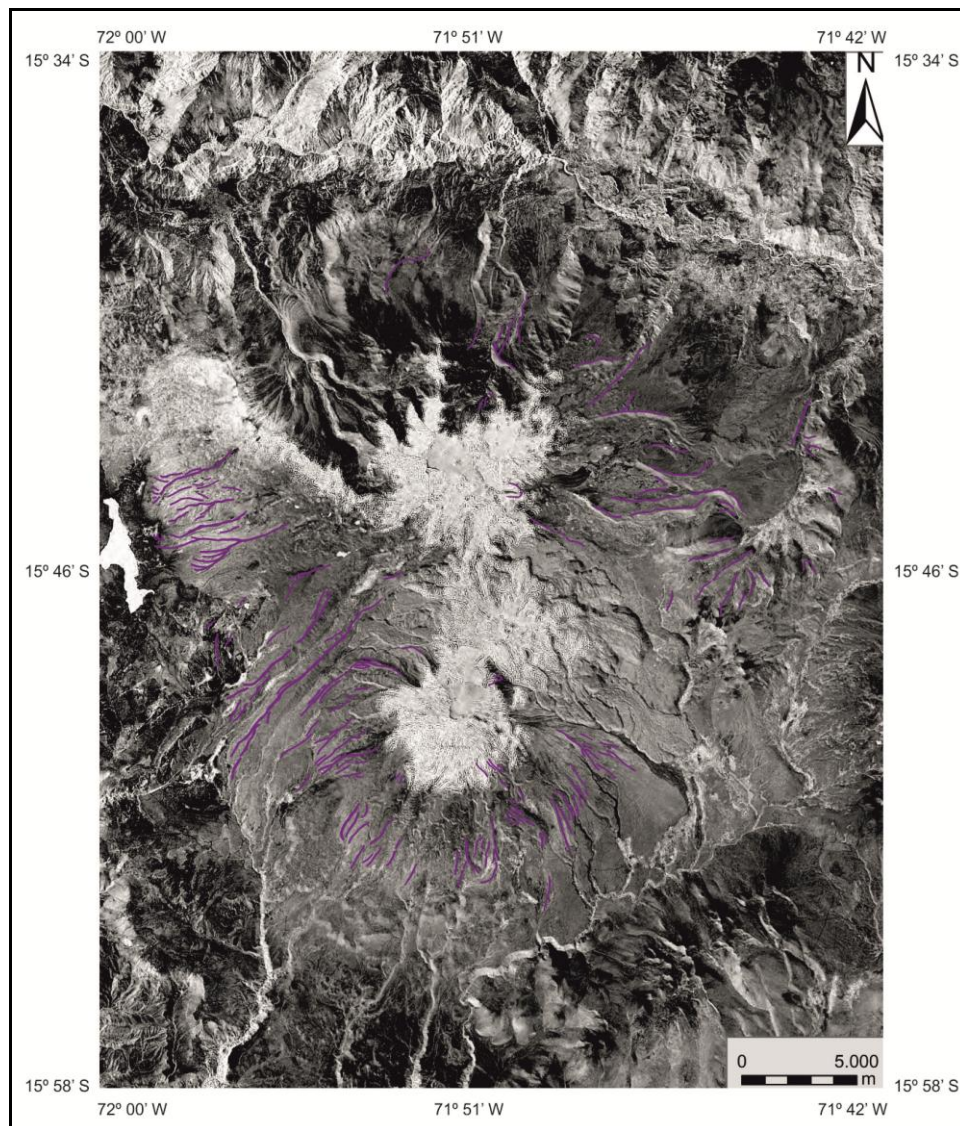
**Fig. 120.** La lengua glaciara de la imagen está situada en la cara este del HualcaHualca. Su último avance, asociado con la PEH, formó morrenas bien definidas (Googleearth, 2012).



#### 4.2.4. Crestas morrénicas.

Las crestas son alineaciones de bloques de tamaño métrico situadas en el sector más elevado de los cordones y arcos morrénicos. La línea que forman estos fragmentos permite deducir cual fue de manera aproximada el espesor máximo alcanzado por los glaciares durante su avance (Embleton y King, 1968).

En el área de estudio se conservan crestas en la mayor parte de los arcos y cordones morrénicos (Fig. 121). Las mejor definidas se sitúan en las morrenas de mayor envergadura que se localizan en torno al HualcaHualca, el edificio más glaciado del Complejo (Fig. 122).



**Fig. 121.** Las crestas morrénicas del área de estudio normalmente se encuentran sobre las morrenas de mayor envergadura, excepto las situadas en la vertiente sur del Ampato cuyo origen se debe al avance de lenguas glaciares de reducido grosor (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Msrtd).



Hay que destacar que al sur del volcán Ampato y dentro de una franja altitudinal comprendida entre 4.200 y 5.200 msnm, se delimitaron una serie de montículos alargados de poco espesor (en torno a 1-2 m de altura) cuya génesis se relaciona con lenguas glaciares delgadas que removieron y excavaron la cubierta piroclástica existente sobre las laderas, dado su exiguo tamaño a estas acumulaciones se las clasificó como crestas morrénicas.



**Fig. 122.** Toma de muestras en la cresta de un cordón morrénico en el valle de Huayuray, al norte del HualcaHualca. Las rocas extraídas serán analizadas con métodos cosmogénicos para determinar la edad de exposición a la radiación cósmica del depósito (Octubre, 2005).

#### **4.3. Formas de acumulación fluvio-glaciär.**

Son relieves cuya génesis está relacionada con los procesos de sedimentación que efectúan las aguas de deshielo. Son morfologías que se originan principalmente en la zona proglaciär, supraglaciär, endoglaciär y subglaciär, donde las aguas que circulan por la superficie, dentro o en la base del glaciär depositan sus sedimentos (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976). En el complejo volcánico, las formas de este tipo están representadas por los kames.

#### 4.3.1. Kames.

Los kames son montículos aislados o asociados (grupos) que están compuestos por capas estratificadas de arenas y gravas que presentan una morfología de lomas y depresiones sucesivas. Es habitual que la configuración morfológica de estas formas haya sido modificada por procesos de ladera relacionados con la acción erosiva de las aguas de fusión glaciaria (Embleton y King, 1968; Sugden y John, 1976).

En el área de estudio se delimitaron dos áreas con kames (Fig. 123). Una se localiza al suroeste del volcán Ampato y está formada por dos subgrupos separados entre sí, por cordones morrénicos. La distancia que existe entre ambos es de 1580 m; el subgrupo más elevado se sitúa entre los 4.450 y 4.850 msnm y está integrado por 7 montículos alargados que se disponen de acuerdo a la dirección del hielo (noreste-suroeste) (Fig. 124).

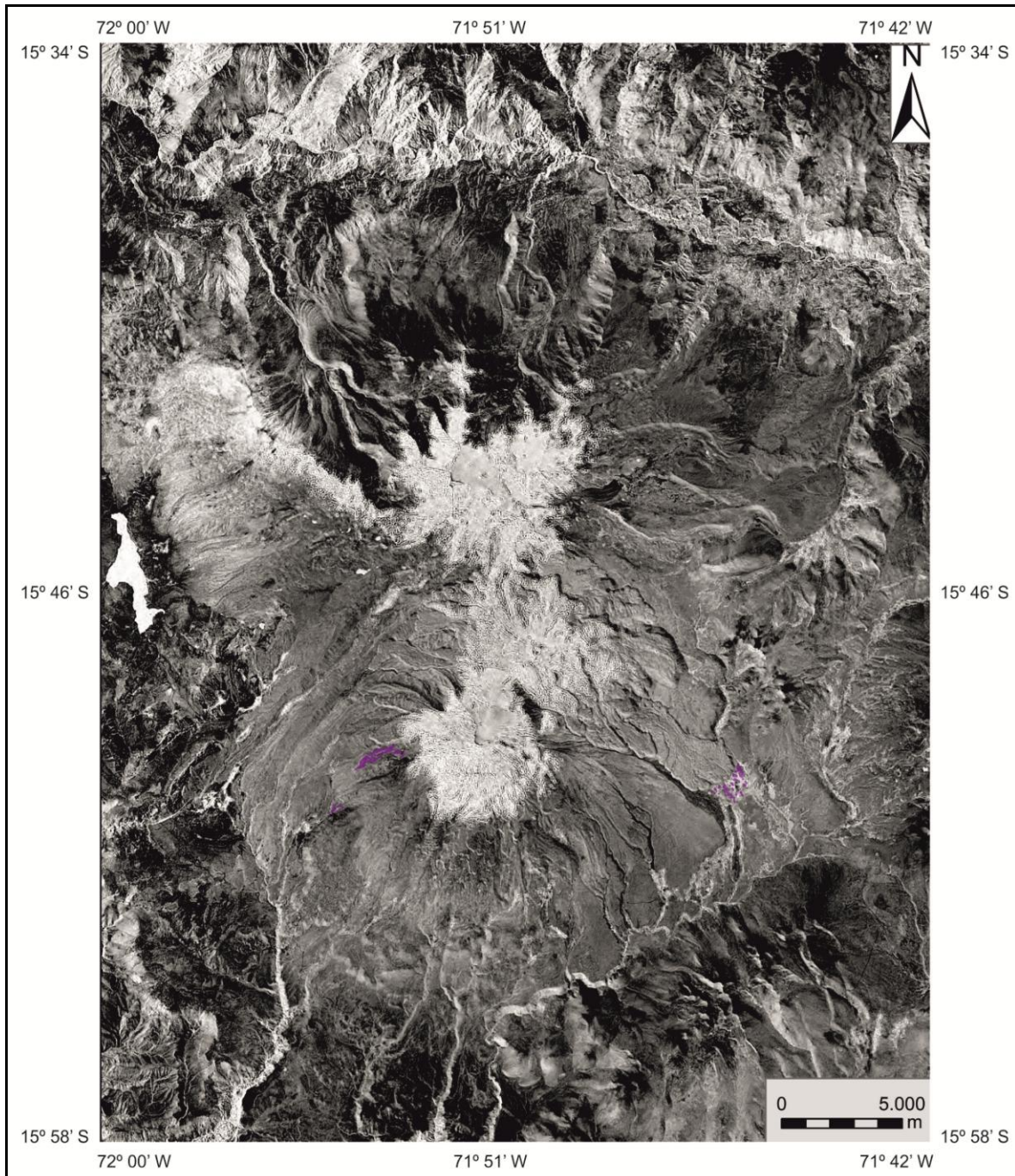
El kame de mayores dimensiones tiene una envergadura de 950 m de longitud y 250 m de anchura. El segundo subgrupo se localiza entre las cotas 4.300 y 4.400 msnm y está integrado por 8 montículos con un tamaño sensiblemente mayor al anterior. El kame mayor tiene 250 m de longitud y 60 m de ancho.

El otro sector donde existen kames se sitúa al sureste del Sabancaya, en este lugar se diferenciaron 19 montículos que se distribuyen por un espacio de poca extensión y una altitud que varía entre los 4.300 y 4.450 msnm (Fig. 125); presentan una longitud de 180 por 80 m de ancho (datos constantes en 17 de las unidades). Mientras las dos colinas restantes son alargadas y sus proporciones son considerablemente mayores que las del resto, las longitudes son de 600 y 900 m, mientras que la anchura es de 180 y 120 m.

En la literatura científica dedicada al campo de la geomorfología glaciaria, existen varias teorías que explican el origen de los kames. Una de estas hipótesis es que los kames se forman cuando una corriente fluvio-glaciaria que transporta una importante cantidad de detritos descarga todo el material en un lago proglaciario. Los sedimentos se acumulan adoptando una forma deltaica. Al vaciarse el lago el paquete de sedimentos acumulado se erosiona debido a la acción de los cursos fluvio-glaciares. Como cada corriente está separada de la otra por una corta distancia, el depósito se erosiona parcialmente. El resultado de este proceso es que quedan en resalte los sectores que no han sido afectados



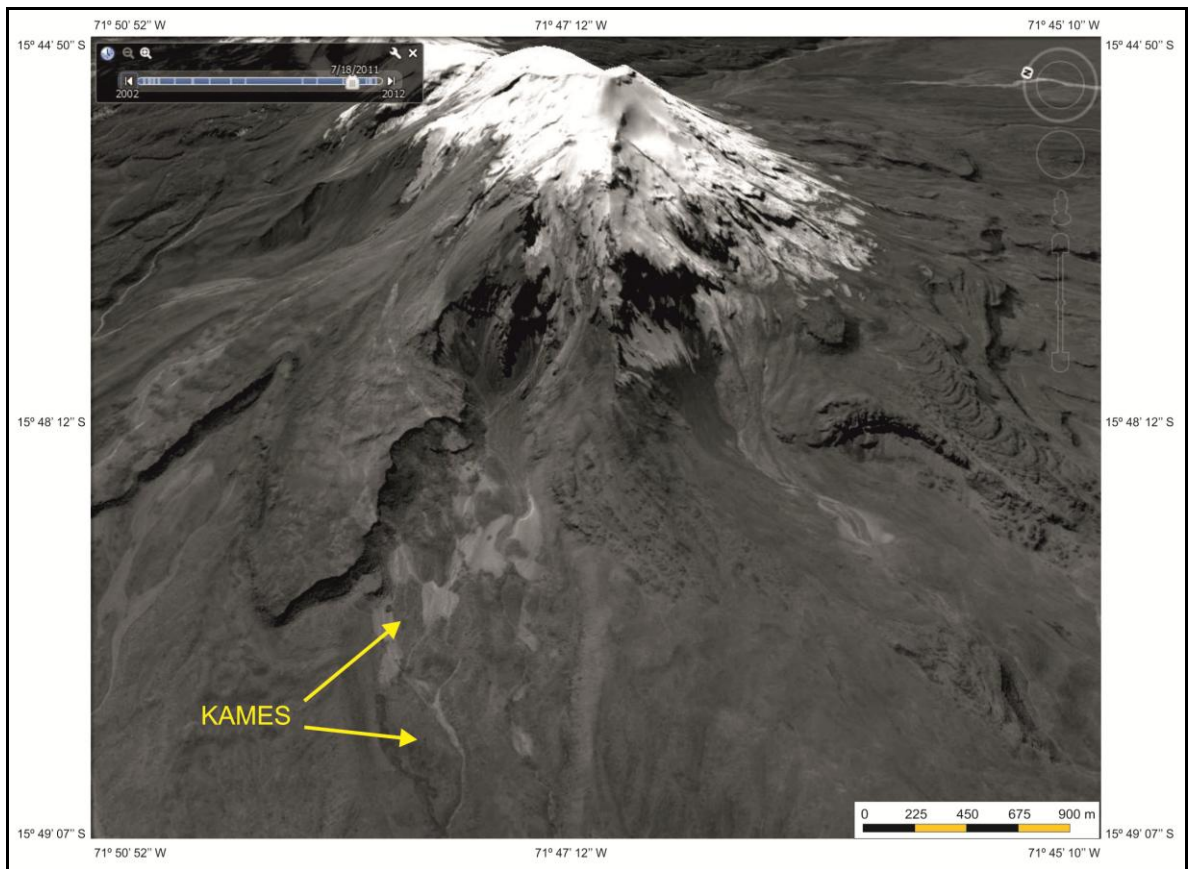
por la erosión a modo de montículos alargados que se alinean paralelos a la dirección del flujo de hielo (Embleton y King, 1968).



**Fig. 123.** Los kames se localizan al este y el oeste del estratovolcán Ampato (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - MRSID).

Otra posibilidad es conocida como la hipótesis de la perforación y fue planteada originalmente por Cook (1946). Según esta teoría los kames son el producto de la acumulación de derrubios en las balsas de agua que se forman en la superficie de un glaciar

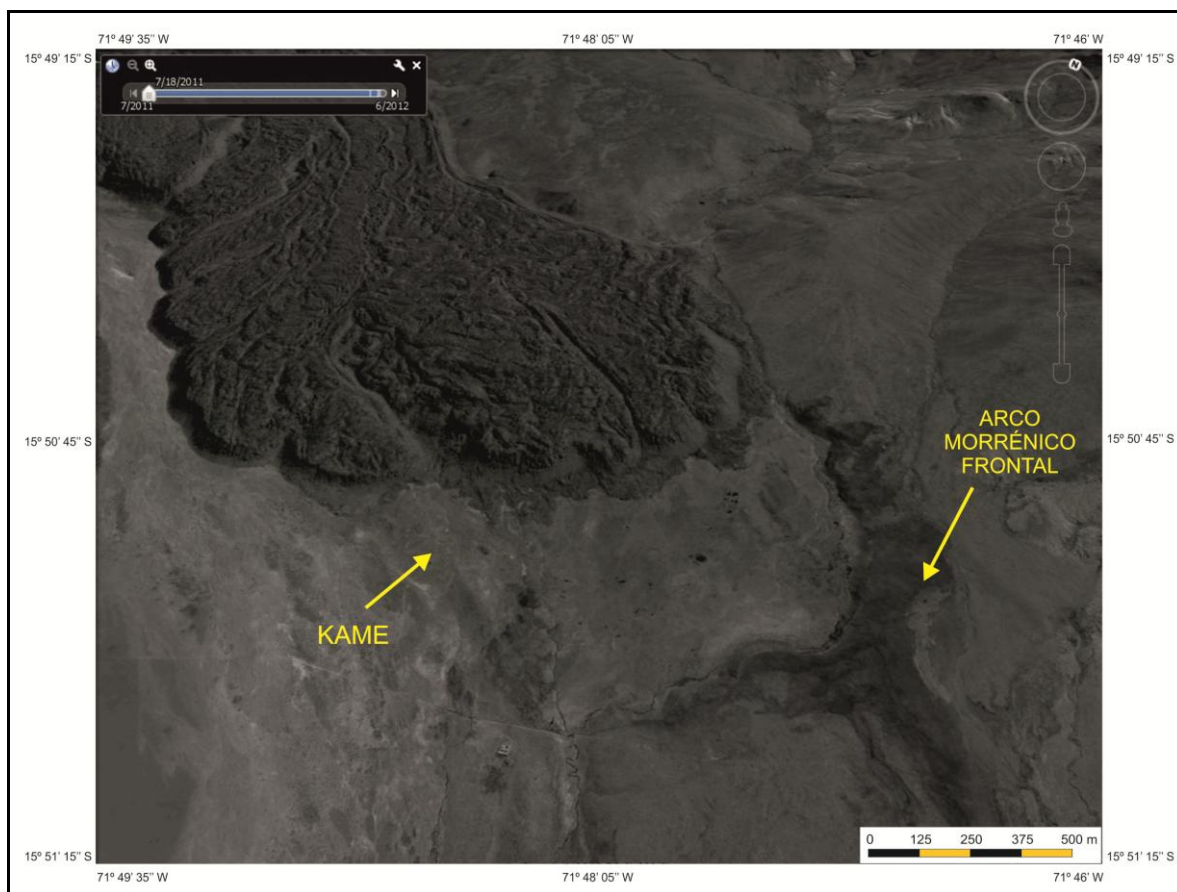
estancado. Con el tiempo, el agua de la balsa aumenta la profundidad del agujero en el hielo hasta que llega al lecho. El material acumulado en su interior es el que después, tras producirse la ablación tanto por fusión como por sublimación, compone el kame. Sin embargo, Niewiarowski (1963) limitó el término kame para referirse exclusivamente a las formas cuya génesis está asociada al hielo muerto. Otro detalle es que este autor también excluye a los relieves originados por el deshielo alrededor de los márgenes activos (Embleton y King, 1968).



**Fig. 124.** Detalle de los kames situados en el flanco noroeste del estratovolcán Ampato (Googleearth, 2012).

Estas tres teorías expuestas se tomaron como referencia para explicar la génesis de los kames del Complejo Ampato. La otra fuente de información que se utilizó para construir una hipótesis fue el análisis espacial y geomorfológico, obteniéndose varias evidencias. En primer lugar, todos los montículos se sitúan por detrás de formas morrénicas (tanto arcos como cordones). Esta posición indica que las morrenas actuaron de barrera y retuvieron los sedimentos transportados por los cursos de agua fluvio-glaciares.





**Fig. 125.** La génesis de los kames del sureste del Sabancaya está asociado a un arco morrénico. Éste retuvo el agua y los sedimentos acarreados por las corrientes fluvioglaciares (Googleearth, 2012).

De hecho, la mitad del arco morrénico situado por delante del complejo de kames situado al sureste del Sabancaya ha sido desmantelado, probablemente porque en algún momento la presión que ejerció el agua del lago proglaciar superó el umbral de resistencia de la morrena y la rompió. Por último, todos los montículos adoptan un alineamiento paralelo. Esta configuración resulta de la erosión parcial que efectuó la escorrentía sobre los depósitos cuando los lagos desaparecieron y los paquetes de sedimentos quedaron en resalte. La suma de todas estas características permite llegar a la conclusión de que la causa que formó los kames del Complejo Ampato estuvo vinculada a la acción sedimentaria y erosiva de corrientes fluvio-glaciares, de acuerdo con la hipótesis que propuso Embleton y King (1968) para explicar el origen de este tipo de morfologías.

Las formas morrénicas glaciares que se asocian a la génesis de los kames indican su edad relativa. Como la formación de todas las morrenas asociadas a los kames se atribuyó a *reavances* Tardiglaciares, se interpreta que estos montículos fluvio-glaciares resultaron de

los procesos de deglaciación que tuvieron lugar después de estas fases frías del Pleistoceno tardío.

### **5. Modelado periglaciario.**

Dentro del modelado periglaciario se incluyen las formas del relieve derivadas de la acción mecánica de los ciclos de hielo/deshielo en el suelo y las rocas. Este proceso es exclusivo del dominio morfoclimático periglaciario y según French (2008), requiere un ambiente con una temperatura media anual del aire inferior a  $+3^{\circ}\text{C}$ . Este valor comprende tanto las áreas donde la acción de la helada es dominante como aquellos espacios en los que su actividad es marginal.

Con más detalle, French (2008), estableció que los procesos ligados al frío actúan de forma continua y con eficacia en los medios con un promedio anual de la temperatura inferior a  $-2^{\circ}\text{C}$ , mientras que su actividad pasa a ser esporádica cuando los valores térmicos medios anuales se sitúan dentro del intervalo  $-2^{\circ}\text{C}$  y  $+3^{\circ}\text{C}$ .

Las condiciones térmicas expuestas anteriormente se manifiestan en las áreas de montaña dentro de un intervalo altitudinal determinado. A esta franja del territorio se la denomina piso morfoclimático periglaciario. Sus límites son difíciles de establecer debido a la constante dinámica que experimentan tanto el piso glaciar como el forestal a lo largo del tiempo (French, 2008).

El límite inferior del piso periglaciario fue localizado a 4.900 msnm en el Complejo volcánico Chachani-Nocarane por Andrés *et al.* (2011). Esta estimación se basó en el análisis de los datos anuales de temperatura del aire y del suelo registrados con sensores térmicos data logger en tres estaciones de control localizadas a 4.850; 5.000 y 5.330 msnm. El complejo Chachani-Nocarane tiene una altitud de 6.057 msnm y se localiza a 55 Km al SE del Ampato (6.288 msnm) (Fig. 126). Dada la similitud altitudinal y la proximidad espacial entre ambos complejos volcánicos es posible establecer una correlación del límite del piso periglaciario, la distribución del permafrost y el régimen térmico del aire y suelo que obtuvieron Andrés *et al.* (2011).



**Fig. 126.** Panorámica del Complejo Chachani-Nocarane desde el altiplano de Patapampa, al este del Complejo Ampato (Octubre, 2005).

Los registros de temperatura en las tres estaciones del Chachani-Nocarane revelan que a medida que se asciende en altitud, el ambiente frío tiende a permanecer casi constante durante todo el día. En el año 2007-2008, a 4.850 msnm el valor medio de la temperatura anual fue de 4,5° C. El promedio de las máximas alcanzó 9,4° C; mientras las mínimas estuvieron a 1,2° C. El número de días de helada fue de 75; de ellos, 36 presentaron temperaturas por debajo de -1° C y en 15 el valor fue menor a -2° C.

En el año 2005-2006 y a una altitud de 5.000 msnm, la temperatura media anual fue de 0,5° C. La media máxima diaria se situó en 2° C mientras que el promedio de las mínimas alcanzó los -0,6° C. Los días con oscilaciones diarias en torno al punto de congelación fueron 186 en el año 2005/2006 y de 235 en el 2007/2008. Comparados con los valores térmicos a 4.850 msnm, el número de días de helada a 5.000 msnm fue tres veces superior.

Ya por encima de 5.330 msnm y en el mismo periodo temporal (2007/2008), la temperatura media anual registrada es negativa con un valor de -2° C. El promedio de las

máximas fue de -4° C y el de las mínimas -5° C. Durante casi todo el año (321 días) las mínimas están por debajo de 0° C, lo cual permite que el suelo permanezca congelado.

Andrés *et al.* (2011), plantea un modelo de distribución del permafrost en el complejo Chachani-Nocarane, a partir del registro térmico. El término permafrost hace referencia al suelo o la roca que permanece a 0° C o a una temperatura inferior durante al menos dos años consecutivos. Normalmente, el permafrost se clasifica en función de su distribución. De este modo, se diferencian cuatro tipos: continuo (90-100%), discontinuo (50-90%), esporádico (10-50%) y asilado (0-10%) (French, 2008).

Durante la época estival, la capa de permafrost más externa se descongela y en este nivel se le conoce como capa activa. Su espesor varía de un año a otro en función del rigor del frío. Otros factores secundarios que influyen en su espesor son la orientación, la vegetación, el drenaje, la cubierta nival y el tipo de suelo o roca. La importancia de la capa activa radica en que es la responsable de la génesis de numerosas formas (levantamiento del terreno, crioturbación etc.) características del paisaje periglacial (French, 2008).

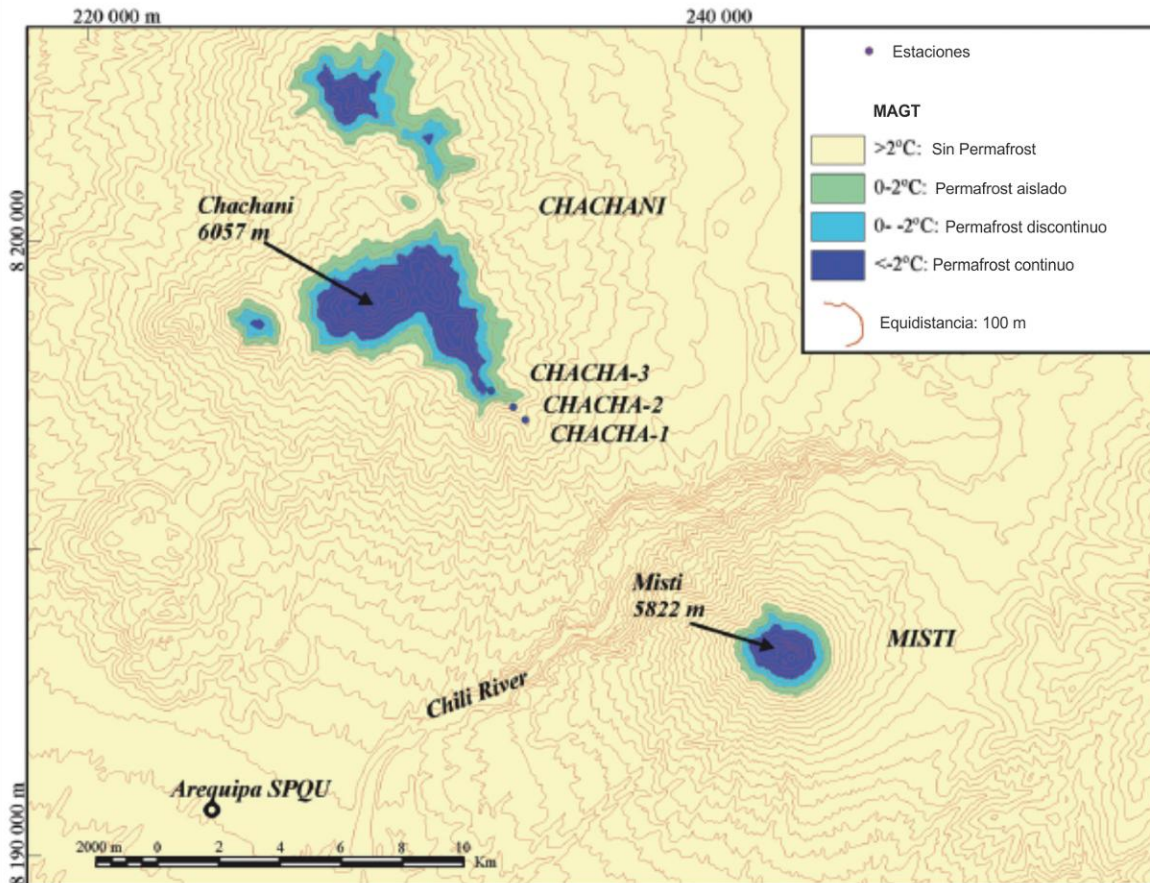
La formación del permafrost en las regiones de montaña está controlada por varios factores del terreno. Los efectos más importantes son producidos por el relieve y la orientación o las propiedades físicas del suelo y la roca. La influencia de otros elementos del sistema, como la vegetación y la cubierta nival, son más difíciles de cuantificar (French, 2008).

El relieve y la orientación controlan tanto la insolación que recibe el suelo como la cantidad de nieve que se acumula sobre él. Los efectos de estos dos factores son muy significativos en las áreas de montaña. Otro factor que influye en el estado del permafrost es el tipo de roca. Esta variable determina la cantidad de energía que irradia el suelo y los valores de conductividad térmica.

Hay otros elementos, como la vegetación, que protegen a la capa de permafrost de la radiación solar. La nieve también desempeña esta función al ser un buen aislante. No obstante, también impide que el frío se transmita al interior del suelo. Si el manto nival persiste durante mucho tiempo en la superficie es capaz de retrasar la fusión completa del suelo congelado cuando tiene poco espesor o la descongelación de la capa activa.



En este marco Andrés *et al.* (2011), presenta en el modelo de distribución del permafrost para el complejo Chachani-Nocarane los siguientes datos: a partir de 5.050 msnm, es posible que exista de manera aislada en las laderas orientadas al sur. Entre 5.250 y 5.420 msnm se extiende el permafrost discontinuo y por encima de 5.420 m el suelo congelado probablemente ya es continuo (Fig. 127).



**Fig. 127.** Modelo de distribución del permafrost del complejo Chachani-Nocarane y Misti elaborado por Andrés *et al.* (2011).

Junto al permafrost, otro proceso importante del que derivan numerosas formas del relieve en el piso periglacial de montaña es la gelifracción. El agua almacenada en los poros de las rocas o en las fisuras del roquedo cambia su estado de líquido a sólido y a la inversa, múltiples veces. Los esfuerzos expansivos y distensivos generados durante este proceso, asociados a variaciones del volumen por la formación de cristales de hielo, tienen la capacidad de fatigar la roca hasta que finalmente, una vez ha transcurrido cierto tiempo, se fragmenta o desagrega en clastos angulosos de diverso tamaño. Esta modalidad de meteorización mecánica se conoce como gelifracción y se la considera el proceso geomorfológico más eficaz del piso morfoclimático periglacial (King, 1976).

La intensidad, la duración y el ritmo del frío condicionan la eficacia de la gelifracción (Embleton y King, 1968). De forma secundaria, también está controlada por las características del material rocoso sobre el que actúa, es decir, factores propios de la naturaleza del terreno como la estructura del roquedo, la composición mineralógica de la roca, la textura, la tonalidad, etc. (Washburn, 1973).

La eficacia de la gelifracción es más elevada en sustratos formados por materiales deleznales. Los sustratos con abundantes planos de debilidad (juntas de estratificación, fracturas etc.) son también más proclives para que este proceso actúe, ya que a través de ellas el agua se infiltra con facilidad en la roca y los procesos derivados del hielo y deshielo pueden ser más efectivos.

La composición mineralógica determina el tipo de reacción que tendrá la roca a la meteorización mecánica, esta es diferente si el ambiente es húmedo o seco, también influye la textura del roquedo. Normalmente los afloramientos rocosos formados por rocas de grano fino, son más resistentes a la congelación y el deshielo que los de tamaño grueso.

La tonalidad de la roca es un factor que inhibe o incrementa la eficacia de los procesos de congelación y deshielo, al alterar el régimen térmico. Los materiales oscuros, como por ejemplo los volcánicos, tienden tanto a absorber una mayor cantidad de radiación solar como a conservar la energía calorífica durante más tiempo. Este comportamiento suaviza la temperatura de su entorno y los efectos de la meteorización física se reducen. Sucede todo lo contrario cuando la litología presenta tonos claros.

### **5.1. Formas de acumulación periglacial.**

Una de las geoformas que resultan de la combinación de la formación de permafrost y la gelifracción son los glaciares rocosos. Estas formas del relieve son un geoindicador del piso morfoclimático periglacial, lo que significa que su génesis está limitada al intervalo altitudinal donde las condiciones ambientales son favorables para la acción del frío.

Del análisis de la distribución espacial de los glaciares rocosos se pueden extraer datos que permitan profundizar en el conocimiento de la evolución reciente del clima. Su formación

a una altitud cada vez más elevada en el Complejo Ampato refleja un cambio ambiental vinculado a un ascenso de las temperaturas. La evidencia de este proceso es la existencia de glaciares rocosos inactivos y relictos.

#### **5.1.1. Glaciares rocosos.**

Los glaciares rocosos son cuerpos de clastos angulosos y heterométricos, generalmente con una forma lobulada o en lengua, que tienen la capacidad de fluir ladera abajo a través de la deformación plástica del hielo intersticial. De este movimiento resulta un frente escalonado con una pendiente muy pronunciada ( $35^{\circ}$  -  $45^{\circ}$ ) y una morfología externa de crestas arqueadas y surcos que están alineados perpendicularmente a la dirección del flujo (Embleton y King, 1968; Barsch, 1988).

Normalmente los glaciares rocosos tienen una anchura de 100-200 m y su longitud es de varios cientos de metros. El espesor de estas morfologías suele superar los 50 m. Aproximadamente el 40-50% de su volumen está constituido por clastos que proceden tanto de los escarpes rocosos como de antiguas morrenas. El 60-50% restante es hielo, por el contrario, los más pequeños pueden llegar a medir un área de  $100 \text{ m}^2$ . Dado su reducido tamaño, deben tener un grosor superior a 15 m para que puedan ser considerados como glaciares rocosos (Barsch, 1988).

Un modo de clasificar los glaciares rocosos es a partir del estado de conservación del núcleo de hielo. Según este criterio, hay tres tipos: activos, inactivos y relictos o fósiles. Los glaciares rocosos son activos cuando tienen la capacidad de moverse unos centímetros al año, poseen hielo en su interior y el frente tiene una topografía escalonada. Los inactivos son aquéllos que conservan hielo en su seno pero que ya han perdido su movilidad. La señal que lo indica es la existencia de vegetación en el sector frontal del glaciar rocoso. Por último, los relictos ya no tienen hielo y por tanto han perdido la capacidad de fluir. Las evidencias son la ausencia total de desplazamiento y la existencia de huellas de colapso en la superficie derivadas de la desaparición del núcleo congelado (Barsch, 1988).

En función de su génesis hay dos tipos de glaciares rocosos: de talud y de origen glaciar. Los primeros, como indica su nombre, se forman en los taludes de derrubios. Están compuestos por clastos unidos por una matriz de hielo que al desplazarse ladera abajo, impulsados por la gravedad y la plasticidad del hielo, dan lugar a una superficie compleja donde se alternan crestas arqueadas y surcos.

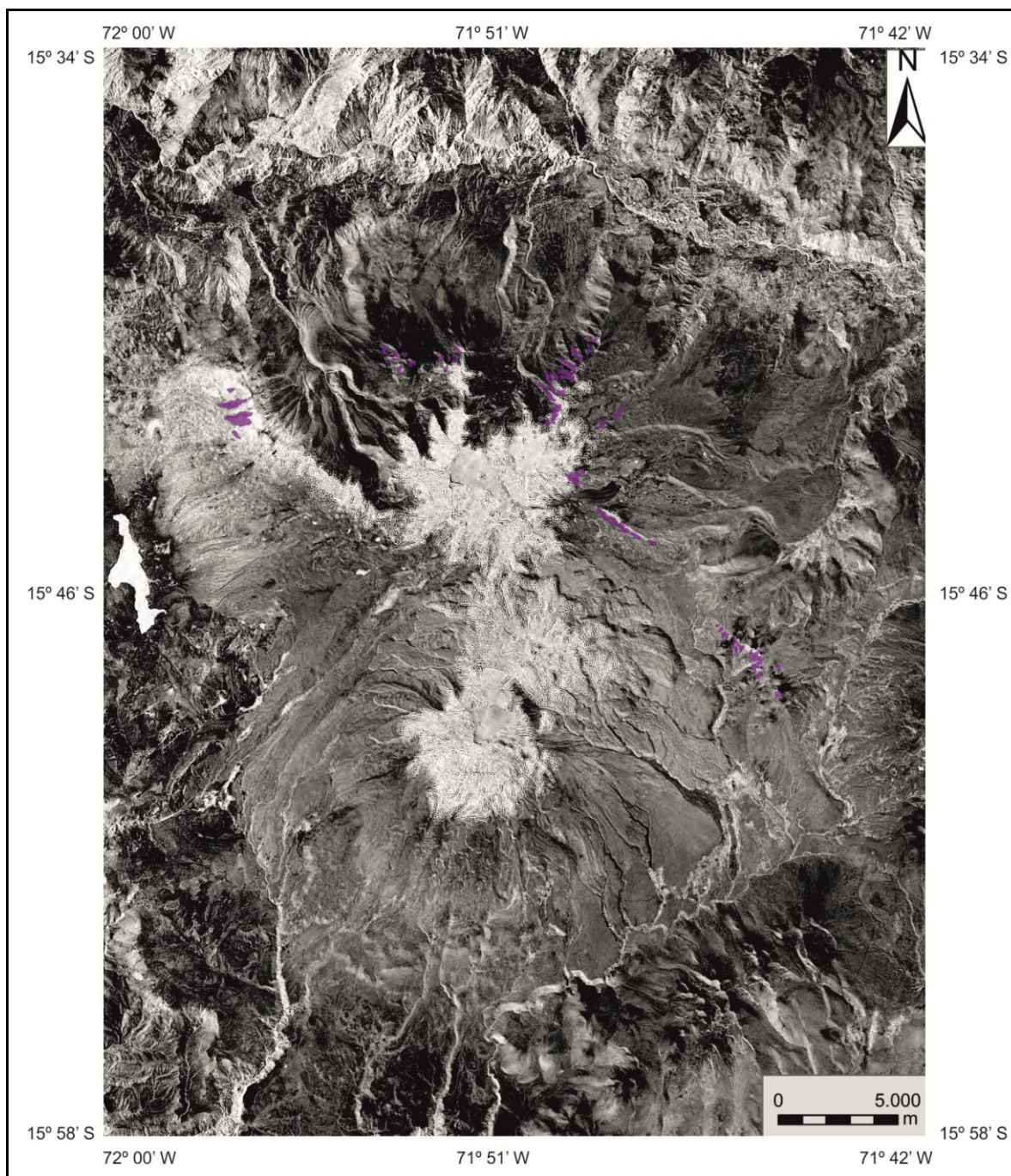
Otro rasgo que los caracteriza es que presentan un frente escalonado. La masa de hielo que poseen en su interior procede de la congelación del agua producida en la fusión nival. Los segundos se originan como consecuencia de la degradación de un antiguo glaciar. Un ejemplo de este caso es cuando dentro de los cordones o los arcos morrénicos, una vez aislados de la masa de hielo glaciar, se forman lentejones de permafrost y la pendiente del terreno es suficiente para que el cuerpo de detritos pueda moverse por la ladera. El suministro de nuevos clastos resulta de los avances del glaciar, siempre y cuando las pulsaciones no sobrepasen los límites de la morrena (Barsch, 1988).

El ambiente que demandan los glaciares rocosos es por completo periglacial. La temperatura media tiene que ser negativa y en el suelo al menos debe haber permafrost discontinuo. Según Höllerman (1983), los espacios más favorables para su desarrollo son aquellos en los que reina un clima continental o semiárido. Además es importante que el área haya sido afectada por la acción glaciar en el pasado.

Dentro del ámbito modelado por los flujos de hielo, muestran una gran preferencia por los circos glaciares. Las causas de esta predilección son que en las cabeceras hay paredes con una fuerte pendiente y en los sectores más elevados suelen ser abundantes los escarpes desde los cuales pueden desprenderse partículas. El suministro abundante de clastos es otro factor fundamental para su génesis, lo cual requiere de una intensa y frecuente actividad de los procesos de fragmentación mecánica.

Un territorio que reúne estas condiciones ambientales y geomorfológicas descritas es el complejo volcánico Ampato. La evidencia es que se identificaron y cartografiaron 65 glaciares rocosos, distribuidos por la zona alta de la montaña, siempre por encima de los 4.600 msnm (Fig. 128).





**Fig. 128.** Se han formado glaciares rocosos en las cabeceras glaciares inactivas y en las laderas con una fuerte pendiente del HualcaHualca y el altiplano de Patapampa (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 – Mrsid).

En su conjunto los glaciares rocosos ocupan una superficie de  $2,4 \text{ km}^2$ , que representa el 0,25% de la extensión total del Complejo Ampato. El tamaño medio es de  $0,36 \text{ km}^2$ . El valor del área del glaciar rocoso de mayores dimensiones es tres veces superior a esta cifra ( $0,97 \text{ km}^2$ ), mientras que el más pequeño apenas tiene  $0,06 \text{ km}^2$ . Este análisis morfométrico se completa con los datos de longitud. Su media es 400 m, dentro de un

rango donde la longitud mínima es 100 m y la máxima se sitúa en 1,3 km. Las pendientes son heterogéneas varían entre 2° y 35°, mientras la media es de 17° (de un total de 65 unidades).

Con respecto a su distribución, uno de los aspectos fundamentales que hay que destacar de los glaciares rocosos del Complejo Ampato, es su preferencia por los enclaves situados bajo escarpes rocosos que han sido originados por la acción glaciaria. Este factor parece ser el más influyente en su localización.

Otra variable espacial que interviene en su ubicación, aunque se encuentra subordinada al factor anterior, es la orientación de las laderas. El análisis de este factor a través de un Modelo Digital del Terreno, dio el siguiente resultado: el 60% de los glaciares rocosos se ubican en laderas meridionales (sur y suroeste). Sin embargo, el 40% restante prefiere las vertientes septentrionales (noroeste y oeste). Hay que señalar que esta distribución es análoga a la de los circos glaciares.

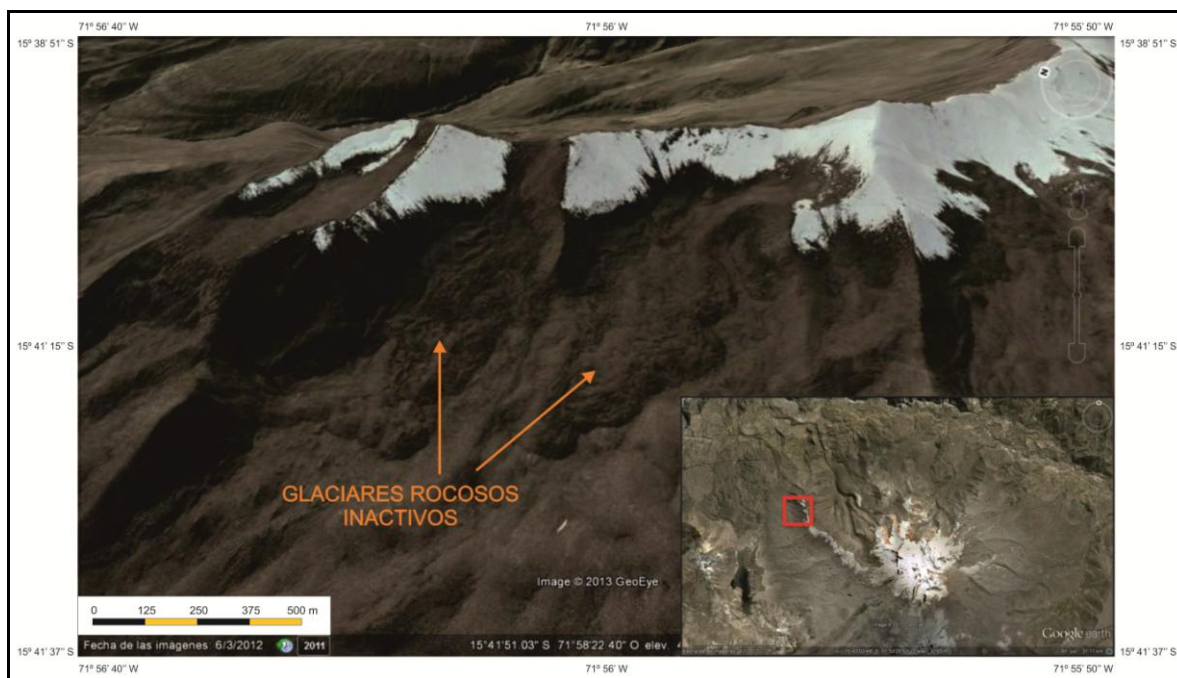
La distribución de los glaciares rocosos se relaciona con el proceso de deglaciación en los circos y valles glaciares durante el Pleistoceno. Las cabeceras donde se asentaban los glaciares más pequeños, más sensibles al ascenso térmico y/o a un descenso de la humedad atmosférica, se deglaciaron antes que las grandes lenguas glaciares y al quedar libres de hielo, se formaron bajo sus paredes taludes que al albergar núcleos de hielo de permafrost dieron origen a estos glaciares rocosos.

La altitud media de la raíz o inicio de los glaciares rocosos se sitúa en ~5.000 msnm, mientras que sus terminaciones o tramos distales llegan a una cota media de ~4.875 msnm. Los cuerpos más elevados se inician en torno a ~5.500 msnm (vertiente este del volcán HualcaHualca) mientras que los más bajos terminan a una altitud de ~4.600 msnm (cerro Ahuashune, flanco norte del volcán HualcaHualca). A partir de estos datos se estima que la franja altitudinal potencial en la que es posible encontrar permafrost discontinuo se sitúa entre 4.600 y 5.500 msnm.

Dada su localización remota no fue posible reconocer *in situ* el estado de los glaciares rocosos. Por esta razón, su estudio se limitó al análisis de su aspecto morfológico a partir

de la interpretación de fotografías aéreas. El criterio que se aplicó para clasificarlos fue la existencia o ausencia de las estructuras típicas de flujo. Si en la capa externa del cuerpo rocoso hay una sucesión de crestas y surcos bien definidos y el frente tiene una topografía escalonada se le consideró activo. En cambio, si poseen una superficie lisa y con subsidencias, rasgos atribuidos a la fusión del núcleo de hielo, se clasificó como inactivo. La colonización vegetal es otro elemento que implica inactividad o que se trata de una forma relictas. Sin embargo las condiciones ambientales extremas del área de estudio impiden que pueda utilizarse la vegetación como indicador.

Por tanto, a partir del criterio geomorfológico fue posible diferenciar dos generaciones de glaciares rocosos. La primera está formada por cuerpos *a priori* inactivos o relictos que se localizan entre los ~4.600 y ~5.000 msnm. Aunque el frente es escalonado, la existencia de morfologías lisas y de subsidencia en su superficie significa que, al menos, gran parte del hielo intersticial ya se ha fundido (Fig. 129).



**Fig. 129.** Glaciares rocosos inactivos ubicados en el flanco noroeste del HualcaHualca (Googleeearth, 2012).

La segunda generación es potencialmente activa, se distribuye desde los ~5.000 msnm hasta ~5.500 msnm (Fig. 130). Este grupo está constituido por glaciares rocosos que muestran la morfología típica, caracterizada por una sucesión de crestas y surcos. Se

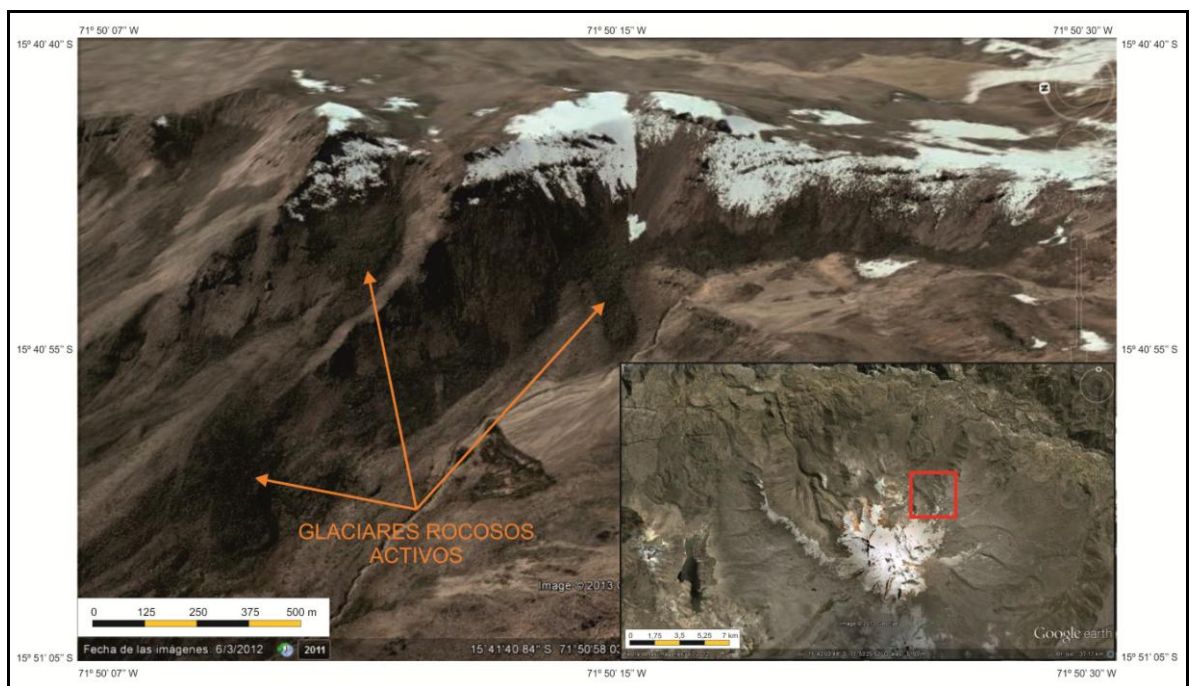


estima que algunos de sus resaltes llegan a medir en torno a 1 m de altura y forman ondas perpendiculares a la dirección del flujo.

Al comparar los intervalos de altitud de las dos generaciones de glaciares rocosos en el Complejo Ampato, con la distribución del permafrost en el vecino Chachani-Nocarane (Andrés *et al.*, 2011), se obtiene un elevado grado de correlación.

La primera generación de glaciares rocosos considerada inactiva (~4.600 y ~5.000 msnm) se sitúa dentro del nivel de distribución de permafrost aislado (situado a partir de 5.050 msnm en orientaciones meridionales) que estableció Andrés *et al.* (2011) en el Chachani-Nocarane.

La segunda generación de glaciares rocosos (5.000-5.500 msnm) coincide con el ámbito que Andrés *et al.* (2011), delimitó en el Chachani-Nocarane como área potencial de permafrost discontinuo (5.250-5.420 msnm) y en menor medida continuo (> 5.420 msnm). Hay que tener en cuenta que la diferencia de altitud entre los complejos Ampato y el Chachani es de 230 m y que el clima es más seco en el segundo (se localiza a 60 km al sur del Ampato), al disminuir la concentración de humedad hacia el sur de la cordillera centroandina.



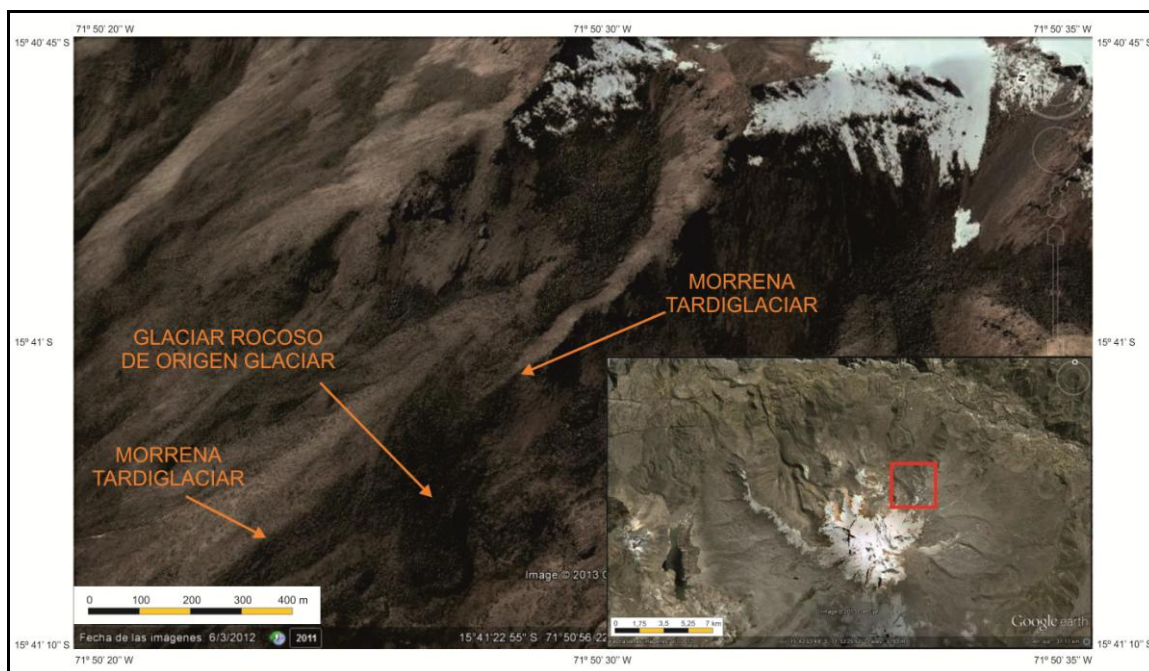
**Fig. 130.** Glaciares rocosos considerados potencialmente activos. Proliferan en las laderas de fuerte pendiente bajo escarpes rocosos (Googleeearth, 2012).



Tanto por los aspectos geomorfológicos como por su localización geográfica local, casi todos los glaciares rocosos del Complejo Ampato se incluyen en la categoría de glaciares rocosos de talud (*talus rock glaciers*; Barsch, 1988). La mayoría se han instalado en el ámbito de los circos o zonas adyacentes, siempre al pie de los escarpes rocosos con una elevada producción de detritos debido a la eficacia de la gelifracción y la posterior caída libre del material fragmentado.

El resto se localiza en los taludes de las lavas de grandes dimensiones, donde también son alimentados de partículas por los procesos de meteorización mecánica. Por esta razón, la superficie del glaciar rocoso está compuesta por aglomeraciones de bloques angulosos de medidas heterométricas. La formación del núcleo de hielo se asocia a la congelación de las reservas hídricas que existen en la capa de suelo o entre el cuerpo de clastos. La fuente de este cuerpo de agua procede del deshielo tanto glaciar como nival.

Tan solo una pequeña proporción son glaciares rocosos de origen glaciar (*debris glacial derived rock glaciers*; Humlum, 1999). Estos lóbulos se localizan en la vertiente norte del HualcaHualca (valle de Huayuray) y todos nacen de las morrenas asociadas a los eventos Tardiglaciares (Fig. 131). Su formación indica que en el interior de las morrenas existe o existió permafrost discontinuo.



**Fig. 131.** Glaciar rocoso de origen glaciar (*debris glacial derived rock glaciers*) localizado en la vertiente noreste del HualcaHualca (Googleearth, 2012).

La distribución de la mayoría de los glaciares rocosos en áreas que estuvieron ocupadas por los glaciares durante su último gran avance del Pleistoceno y la formación de algunos lóbulos a partir de restos morrénicos vinculados con avances Tardiglaciares indican que su morfogénesis tuvo lugar en el Holoceno.

Aunque en el registro morrénico del Complejo Ampato se conservan arcos y cordones que se relacionan con las fases frías Neoglaciares, su localización indica que *a priori* solo se reactivaron las masa de hielo de la vertiente norte del HualcaHualca. Tampoco hay huella de *reavances* Neoglaciares en las cabeceras, donde se refugian los glaciares rocosos. Por tanto, se considera que estos periodos fueron beneficiosos para la formación de los glaciares rocosos.

El enfriamiento del clima durante estos periodos dio lugar, por un lado, a una intensa gelifracción que provocó la destrucción de paredes y cornisas, incrementándose de forma sustancial el aporte de partículas a los taludes; por otro, la formación de lentejones de permafrost discontinuo, cuyo desarrollo es imprescindible para la formación de los glaciares rocosos.

## **6. Modelado Fluvial.**

El modelado fluvial está constituido por los relieves resultantes de la acción erosiva y acumulativa que efectúan los ríos y los torrentes. Tanto la eficacia de los procesos que dan lugar a estas morfologías como el nivel de desarrollo de la red de drenaje están estrechamente relacionados con el régimen hídrico del territorio (Knighton, 1984).

Según Schumm (1977), varios factores controlan el tiempo que permanece el flujo de agua en el terreno; de todos ellos, el más influyente es el tipo de clima. Esta variable determina la cuantía de precipitaciones que recibe el territorio y por tanto regula el caudal de los ríos. La cantidad de agua que circula por el canal fluvial es importante porque cuanto mayor sea su volumen por unidad de tiempo mayor será la velocidad del flujo, lo cual se traduce en una mayor eficacia erosiva.

Además del caudal otra variable que incrementa la velocidad del flujo hídrico es la pendiente, que existe entre la cabecera de la cuenca y su nivel de base. El gradiente de inclinación del perfil longitudinal es más elevado en los territorios donde se conjugan tasas de levantamiento tectónico importantes y una distancia corta entre la cuenca alta del río y la desembocadura. En un contexto espacial estas características hacen que el flujo de agua se mueva más rápido y por tanto su labor geomorfológica es máxima.

Junto al clima y la pendiente topográfica, también es determinante en la capacidad erosiva del drenaje, el tipo de roca que aflora en el territorio y su disposición estructural. En las áreas donde hay rocas deleznales e impermeables y existen numerosas líneas de debilidad (fracturas, diaclasas etc.), la acción modeladora de los cursos fluviales y su densidad es mayor. Por el contrario, si las litologías son resistentes y altamente permeables, el modelado fluvial es poco eficaz y la densidad de cauces es reducida.

El último factor que influye en los procesos de modelado de la escorrentía superficial es la vegetación. Es destacable que los resultados obtenidos en numerosos estudios sobre la función de esta variable frente a la erosión hídrica indican que existe un umbral a partir del cual su capacidad para proteger el sustrato ya no aumenta. Este nivel crítico se supera cuando la cubierta vegetal ocupa un área superior al 70% de la superficie del terreno.

En el Complejo Ampato, la topografía es favorable para el desarrollo de los procesos fluviales, sobre todo de tipo erosivo. El desnivel con respecto al nivel de mar se sitúa en 6.288 m y la pendiente media del conjunto del territorio estudiado es de 17°. Estas cifras reflejan la intensa actividad tectónica que ha existido durante millones de años en el territorio, especialmente a partir del Mioceno (Thouret *et al.*, 2007). Otro dato destacable es que la distancia entre el área de estudio y la costa del Océano Pacífico (nivel de base general del drenaje) es de 125 Km. Una altitud y pendiente tan pronunciada cerca de la desembocadura dan lugar a una energía potencial elevada que proporciona una gran capacidad erosiva a las corrientes fluviales (Fig. 132).

Otro efecto causado por la intensa actividad tectónica en el Complejo Ampato y las áreas adyacentes fue la existencia de numerosas fracturas. Por un lado estas líneas de debilidad permitieron el encajamiento del drenaje pero por otro fueron utilizadas por el magma para

ascender hasta la superficie. Las frecuentes erupciones volcánicas han transformado en numerosas ocasiones la distribución espacial de la red fluvial. Por este motivo en los sectores donde se concentran las morfologías volcánicas más jóvenes, los arroyos no existen o su formación es incipiente, como por ejemplo en la ladera este del Sabancaya, y los valles fluviales aparecen obturados o rellenados.



**Fig. 132.** La profunda incisión del río Colca se vincula principalmente con el intenso levantamiento tectónico (Octubre, 2005).

A pesar de que la topografía es favorable para los procesos fluviales, tal y como se ha expuesto anteriormente, la aridez del clima limita drásticamente la eficacia de estos procesos. La escasez de lluvias provoca que la principal fuente de alimentación del drenaje sea el agua de fusión de las reservas hídricas en estado sólido, es decir, de los glaciares, el permafrost y la nieve que existe en las cotas altas de la montaña. No obstante, la cantidad de escorrentía real que generan los glaciares normalmente es escasa debido a la importancia de la sublimación en el balance de su masa.



La fuerte radiación solar que incide sobre los glaciares en un ambiente muy seco durante el día provoca mayores pérdidas por la sublimación que por la fusión (Ribstein *et al.*, 1995; Kaser y Osmaston, 2002) y por esta razón la cantidad de caudal que aportan a los canales torrenciales es reducido.

Hay que mencionar que el material volcánico del cual está formado el Complejo Ampato, ejerce un fuerte control en la cantidad de agua que fluye por la red de drenaje. En este tipo de sustratos, el agua se infiltra fácilmente en el subsuelo y la escorrentía superficial es escasa o nula. Esta escasez de agua en el terreno también impide el crecimiento de la vegetación. La ausencia de fitoestabilización permite a la escorrentía erosionar y transportar importantes volúmenes de material detrítico durante los eventos extraordinarios de crecida.

El resultado de la combinación de todos los factores, se materializa en una red fluvial que representa un enorme colector; el río Colca, y un conjunto de afluentes poco desarrollados como consecuencia de la xericidad del clima, que han sufrido alteraciones frecuentes en su trazo y dinámica a consecuencia de la actividad tecto-volcánica.

## **6.1. Formas de erosión fluvial.**

Estos relieves son producidos por la acción de las corrientes de agua y los materiales que transportan sobre sus lechos y las paredes rocosas que las enmarcan. Los mecanismos con los que actúan son básicamente la abrasión, la disolución y la cavitación (Knighton, 1984). La erosión efectuada por el río Colca a través de los mecanismos mencionados, ha dado lugar a un profundo valle con forma de cañón. A continuación se exponen sus características principales, la interpretación de su origen y se propone una edad relativa de formación.

### **6.1.1. Cañón del río Colca.**

Un cañón es un valle fluvial largo, profundo y relativamente estrecho en el que la corriente de agua se encuentra enmarcada por paredes verticales o francas. Este tipo de valle suele formarse en áreas montañosas o en altiplanicies donde afloran rocas compactas y el clima

es seco ya que la escasez de precipitaciones reduce la denudación de las laderas. El río que lo excava se alimenta de fuentes externas, a veces situadas a mucha distancia, que le permiten realizar una eficaz labor erosiva (Tello y Torcal, 1984).

Por el norte, el Complejo Ampato limita con un profundo cañón que fue excavado por el río Colca (Fig. 133). Un sector de este valle de 35 Km de longitud, se incluye en la cartografía geomorfológica por su proximidad geográfica y envergadura. En algunos puntos la incisión supera los 2.5 km de profundidad lo que le convierte en uno de los cañones más profundos del planeta.

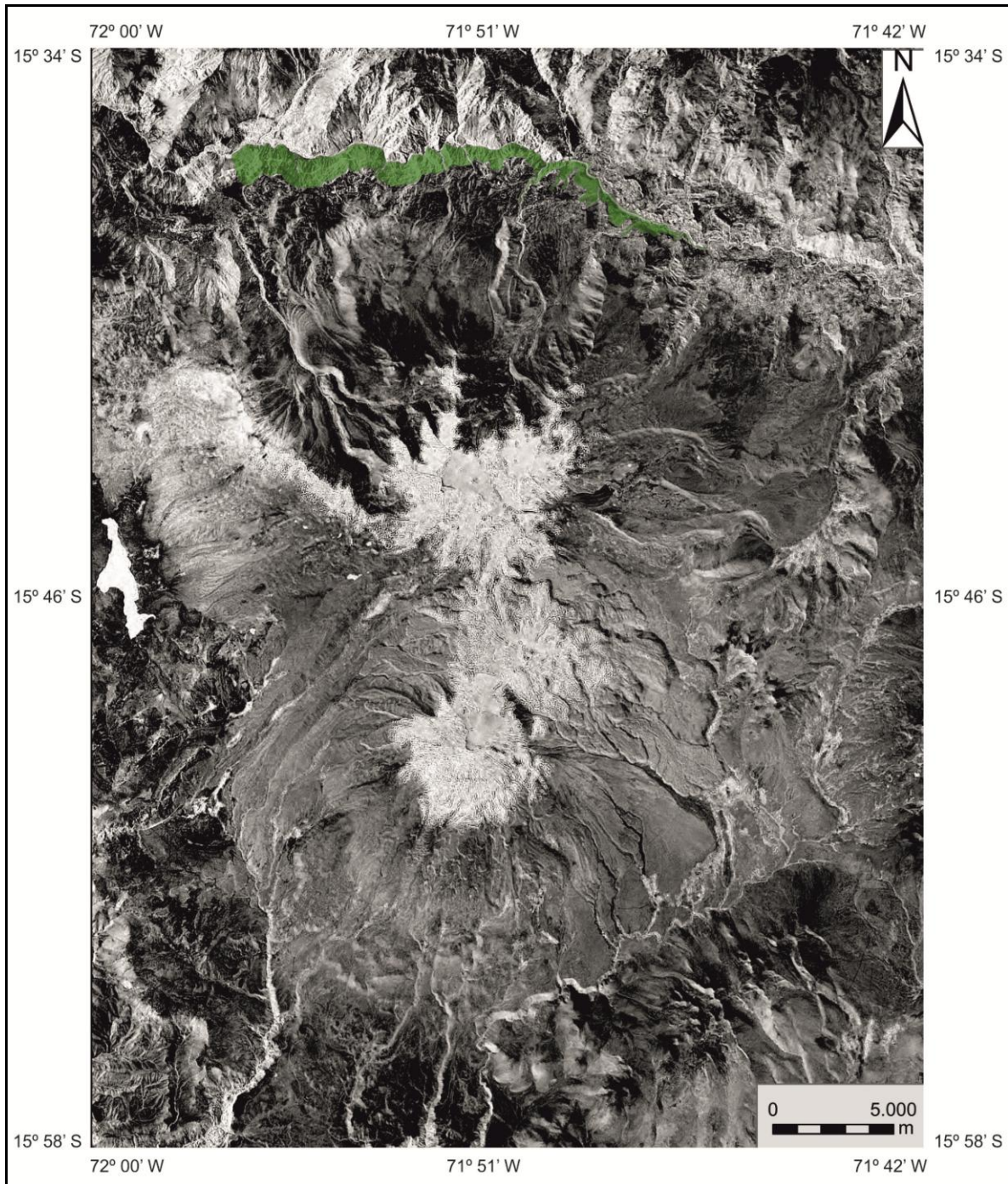
El origen del cañón del Colca se vincula con una dinámica fluvial compleja que deriva principalmente de una combinación de causas tectónicas y climáticas. Aunque entre estos dos factores, el más influyente en su génesis fue el primero.

Los esfuerzos compresivos que se iniciaron hace 50 Ma, como consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la de Suramérica (Thouret *et al.*, 2007), dieron lugar tanto al levantamiento de la cordillera centroandina como a la génesis de importantes fracturas en la corteza continental.

En este sentido Schildgen *et al.* (2009), estima que en el Mioceno Medio se formaron fosas tectónicas en algunos sectores, asociados a fallas normales probablemente como respuesta a la aceleración del ritmo de la deformación de la corteza terrestre, que comenzó a producirse a partir de este periodo. Como ejemplo de lo anterior, se citan los vecinos valles del Majes y Ocoña cuya longitud y profundidad son similares a las del Colca.

La existencia de líneas de debilidad fue de importancia en la formación de los principales valles de la región, del mismo modo la aceleración del ritmo de levantamiento tectónico. Thouret *et al.* (2007) y con base en dataciones por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , determinó que este proceso inició hace 13 Ma y afirma que fue continuo. Por otro lado Schildgen *et al.* (2007), aportaron datos similares y según su estudio los movimientos tectónicos más importantes de la historia de la cordillera centroandina tuvieron lugar hace 9 - 10 Ma. La hipótesis más aceptada para explicar este aumento en la velocidad de la deformación, es la fricción

producida por las rugosidades de la dorsal asísmica de Nazca al iniciar su subducción (Hampel, 2002)



**Fig. 133.** Un sector del cañón del Colca limita al norte con el Complejo Ampato (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mersid).

El efecto de este continuo proceso de levantamiento fue un ascenso progresivo de la pendiente longitudinal que provocó un aumento de la capacidad erosiva del río Colca y dio lugar a su profunda incisión en los materiales volcánicos (Fig. 134).

Junto a la tectónica, el clima ha sido otra variable importante en la morfogénesis del cañón del Colca. A pesar de que actualmente las condiciones ambientales son áridas, no siempre han sido así. Varios estudios han aportado datos que demuestran que en el pasado reciente hubo periodos húmedos.

Por ejemplo Steffen *et al.* (2010), diferenció varias fases de relleno sedimentario y de formación de terrazas fluviales en la cuenca baja del río Majes que vinculó con una combinación de fases húmedas y secas en la cabecera (altiplano). Al datar con el método de luminiscencia estos depósitos obtuvo 3 fases acumulativas principales, que asoció a periodos climáticos con una mayor pluviometría: una antigua entre 110.000 y 100.000 años, otra intermedia entre 60.000-50.000 años y la más reciente hace 12.000-8.000 años.

Otra evidencia del incremento de la humedad ambiental, son los datos que proceden de la evolución de los lagos del altiplano durante el Cuaternario. Varios estudios sobre este tema indican que la altura de la lámina de agua de las áreas lacustres del altiplano centroandino fue sensiblemente superior a la actual. También se han descubierto varios episodios de desbordamientos que durante esta época afectaron por ejemplo en el lago Titicaca (Seltzer *et al.*, 2002; Kull *et al.*, 2008).

Todos estos datos demuestran que en el área de estudio hubo fases húmedas que permitieron al río Colca tener un caudal superior al actual. Además, durante los periodos interglaciares, *a priori* más secos, la corriente tuvo que alimentarse de la fusión generalizada de las masas de hielo. Por lo tanto, de una forma u otra, el Colca tuvo una cantidad de agua suficiente para excavar el cañón.

Puntualmente, otra fuente de agua complementaria pudo ser la fusión repentina de los glaciares al desencadenarse una erupción, tanto en el Complejo Ampato como en otros volcanes glaciados localizados en su entorno. Una muestra de este tipo de fenómenos son los depósitos laháricos que se conservan en el entorno del Complejo Ampato (Fig. 135).





**Fig. 134.** El río Colca, al noroeste del Complejo Ampato, se ha encajado 1.800 m en los materiales volcánicos a su paso por el borde septentrional del Complejo (Julio, 2004).

Otra causa que se suma a las dos anteriores y que también fue importante en la génesis del cañón del Colca fue la formación de grandes lagos a lo largo del valle por obturación. El origen de estos represamientos se relaciona con eventos destructivos del relieve, como avalanchas volcánicas o grandes deslizamientos de tierras, que rellenaron el valle. En este sentido fueron comunes los represamientos por llegada de flujos de lava a un sector del cauce.



**Fig. 135.** Depósitos laháricos del valle de Huayuray, situado en la vertiente norte del HualcaHualca (Octubre, 2005).

La génesis de las avalanchas y los derrames lávicos se asocia con las erupciones que experimentaron los volcanes situados en el entorno del valle. En cambio los deslizamientos generalmente se han generado en el interior del cañón y son una consecuencia del propio encajamiento de la corriente o de los sismos que con frecuencia se producen en esta región y que provocan la desestabilización del material que forma las laderas.

La evidencia geomorfológica de la formación de paleolagos son los depósitos lacustres que se conservan río arriba a partir de la localidad de Pinchollo (situada al NE del Complejo Ampato) (Fig. 136). De los deslizamientos, se conservan numerosas cicatrices en las dos paredes del valle.

La ruptura de las presas liberó el agua almacenada en los lagos existentes y el efecto de este proceso fue incrementó la velocidad de la corriente lo que permitió la excavación energética en su lecho.





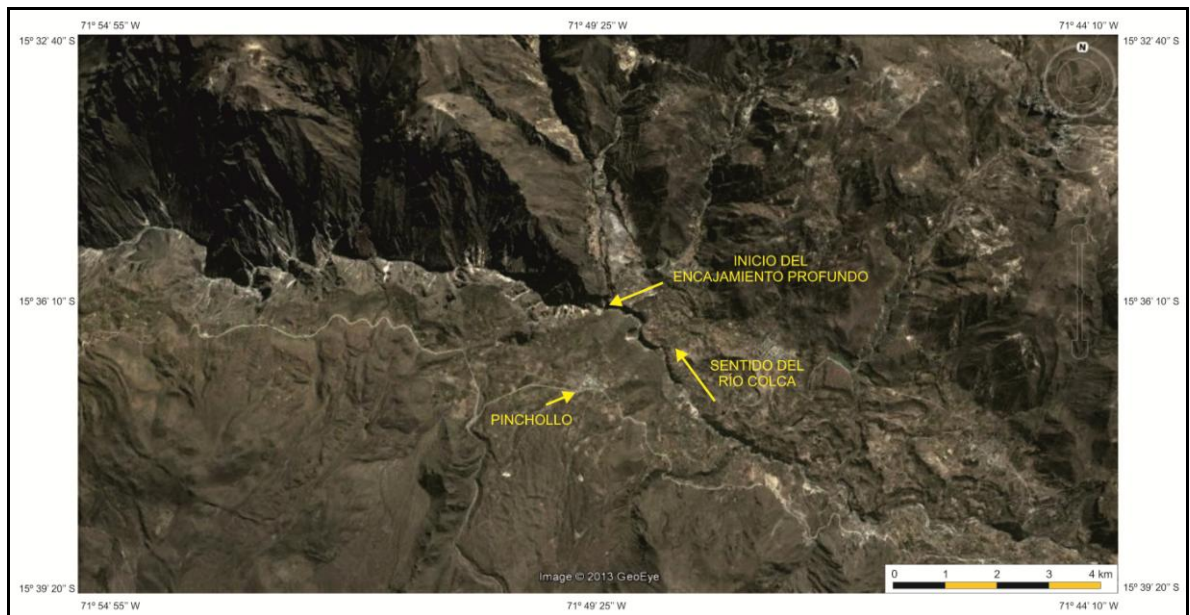
**Fig. 136.** Depósitos lacustres del cañón del Colca, al noreste del Complejo Ampato (Octubre, 2005).

El análisis detallado del cañón permitió diferenciar dos tramos con una morfometría contrastada. El límite entre ambos es el núcleo de población de Pinchollo, localizado al NE del HualcaHualca (Fig. 137). Aguas arriba de esta localidad, el cañón es amplio. Su anchura en este sector es de 10-12 km y el desnivel alcanza los 1.400 m.

En cambio, río abajo (desde Pinchollo) el cañón se hace progresivamente más angosto y profundo. En este tramo, la amplitud del sector más estrecho es de 3 Km y el salto topográfico entre el punto más elevado de la pared del valle y el lecho, es de aproximadamente 1.800 m.

Las causas de estas diferencias se asocian con la naturaleza de la roca y a la desigual respuesta del encajamiento de la corriente. En este sentido, una evidencia es que en las dos paredes del valle situadas aguas arriba de Pinchollo, se diferenciaron las cicatrices de seis deslizamientos. Cinco de estos movimientos en masa se produjeron en los depósitos de lacustres, mientras que tan solo uno afectó al frente de una lava. Esta proporción evidencia

la elevada susceptibilidad del material lacustre a los deslizamientos que desencadenó el río al encajarse. Su número también indica que estos movimientos en masa han sido frecuentes y que han contribuido a la expansión lateral de este sector de valle (Fig. 138).



**Fig. 137.** A partir del pueblo de Pinchollo hay un cambio drástico en la profundidad de la incisión del río Colca (Googleearth, 2012).



**Fig. 138.** Margen derecha del valle del Colca, río arriba desde Pinchollo. En este sector son frecuentes los deslizamientos, al existir materiales lacustres poco consistentes, lo que propicia la expansión lateral del cañón (Octubre, 2005).



Sin embargo, río abajo (desde Pinchollo) el número de circos de deslizamiento se reduce a dos. La causa es que en este tramo ya no hay depósitos lacustres y los deslizamientos se desarrollaron exclusivamente en los frentes de lavas, al aprovechar sus discontinuidades estructurales. Los flujos lávicos más compactos que los lacustres, limitaron la expansión lateral del valle aunque no pudieron evitar que la corriente se encajase enérgicamente en la vertical (Fig. 139).

A partir del análisis geomorfológico y de la edad obtenida en los depósitos de la avalancha de escombros (18 ka: Gómez *et al.*, 2009), se estima que el actual valle del Colca empezó su formación en el Pleistoceno Medio-Superior.



**Fig. 139.** El cañón del Colca, río abajo a partir de Pinchollo, es más angosto porque en este tramo ya no hay depósitos lacustres. En su lugar afloran potentes lavas que resultan menos favorables para los procesos de ladera (Octubre, 2005).

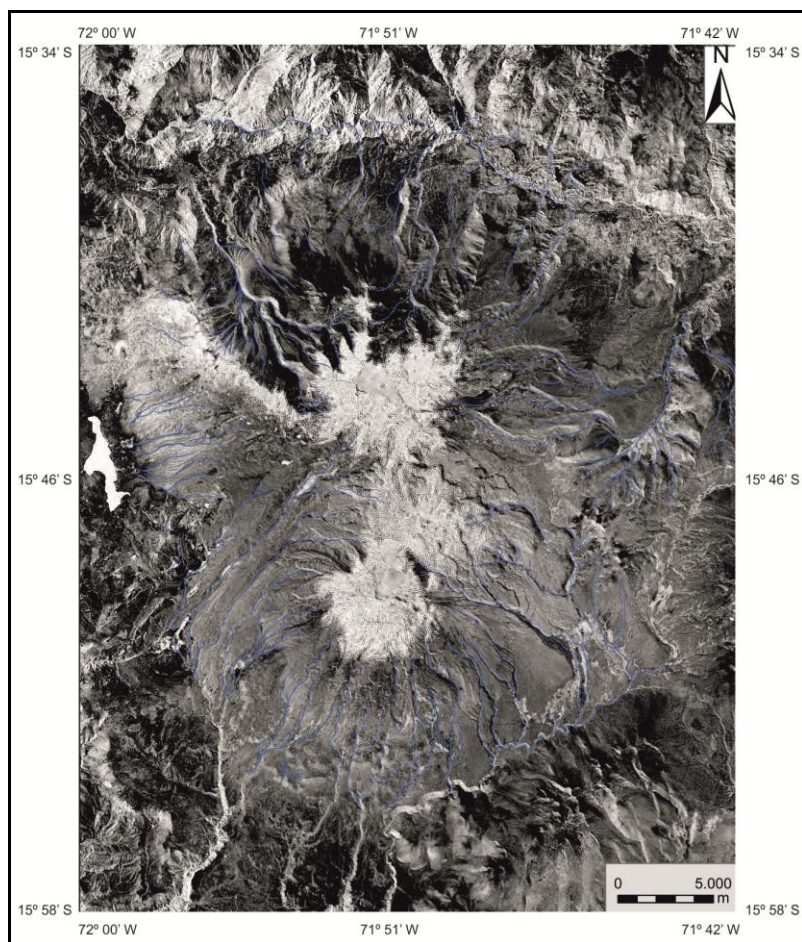
### **6.1.2. Arroyos.**

Los arroyos o torrentes son corrientes de agua intermitentes que discurren por canales con una fuerte pendiente. El perfil longitudinal de los lechos torrenciales se caracteriza por ser irregular, son frecuentes las rupturas de pendiente debido a la alternancia de afloramientos de rocas compactas y deleznales (Schumm, 1977).

La actividad irregular de los arroyos limita su modelado a los episodios de crecida, labor que realiza una escorrentía de carácter turbulento cuyo origen se debe a la aceleración que genera la pendiente y la rugosidad del canal. De este modo, el torrente se carga de sedimentos con rapidez y se forma un flujo de elevada densidad capaz de transportar bloques de gran calibre e importantes masas detríticas. Por el contrario, cuando baja poco caudal por el cauce, que es lo normal durante gran parte del año, los torrentes solo pueden lavar lentamente la matriz fina o arrastrar las partículas de tamaño arena o grava.

El Complejo Ampato representa la divisoria entre las cuencas del Colca y del Sihuas. Hay que mencionar que la mayor parte de los tributarios drenan el territorio de estudio desarrollando una red fluvial radial centrífuga (Fig. 140), que pone en evidencia las estructuras por la cuales escurren: conos y geometrías convexas.

Normalmente, por los canales torrenciales, se encauzan los lahares generados por la fusión repentina de los glaciares al producirse una erupción volcánica (Fig. 141). Los últimos eventos registrados de este tipo se asocian con la crisis volcánica que experimentó el volcán Sabancaya en la década de los noventa.



**Fig. 140.** Red fluvial del Complejo Ampato y de las áreas contiguas. Excepto el río Colca que discurre por el borde septentrional del Complejo, el resto de canales son arroyos estacionales cuyo caudal procede directamente de la fusión del manto nival y los glaciares (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 – Mersid).



**Fig. 141.** Depósitos laháricos situados al suroeste del estratovolcán Ampato. Estos materiales, vinculados con la crisis volcánica del Sabancaya en los años noventa del S.XX, forman parte de los lechos torrenciales (Julio, 2004).



## **6.2. Formas de acumulación fluvial.**

Dentro de este apartado se incluyen los relieves cuya génesis está relacionada con la sedimentación del material que transportan los cursos fluviales. En el caso del Complejo Ampato, esta labor fue afectada exclusivamente por la red de drenaje secundaria. Su activación durante los episodios extraordinarios de fusión de los glaciares permitió a los torrentes acarrear volúmenes relativamente importantes de sedimentos desde las cabeceras hasta el piedemonte. Una de las formas resultantes más características de este proceso de acumulación son los abanicos aluviales.

### **6.2.1. Abanicos aluviales.**

Los abanicos aluviales son cuerpos sedimentarios detríticos (compuestos por una mezcla de bloques, gravas, arenas y sedimentos más finos) de dimensiones métricas a kilométricas cuya forma se asemeja a un cono en el que el vértice es el ápice o punto más elevado del depósito. Se originan cuando una corriente fluvial alcanza un sector del territorio en el que hay un cambio brusco de pendiente y la presión por confinamiento se reduce o desaparece. Bajo estas condiciones topográficas disminuye la velocidad del flujo y se deposita masivamente todo el material que transporta la corriente (Morisawa, 1968; Schumm, 1977; Colombo, 1992).

En función del tipo de régimen climático Schumm (1977) clasificó los abanicos en secos y húmedos. La génesis de los primeros, donde se incluyen a los del Complejo Ampato, está relacionada con corrientes efímeras de régimen torrencial en territorios con un clima árido, mientras que los segundos se asocian a cursos fluviales permanentes o semipermanentes.

El perfil radial de los abanicos aluviales secos tiende a ser cóncavo mientras que el perfil transversal suele ser convexo. La pendiente varía desde los 5° - 10° del ápice hasta los 1° - 2° en la zona distal. La causa de este cambio de gradiente radica en la distribución de los sedimentos. Los de mayor calibre se sitúan en torno al ápice mientras que los de menor tamaño se localizan en la zona más alejada o en los márgenes del abanico (Morisawa, 1968; Schumm, 1977).

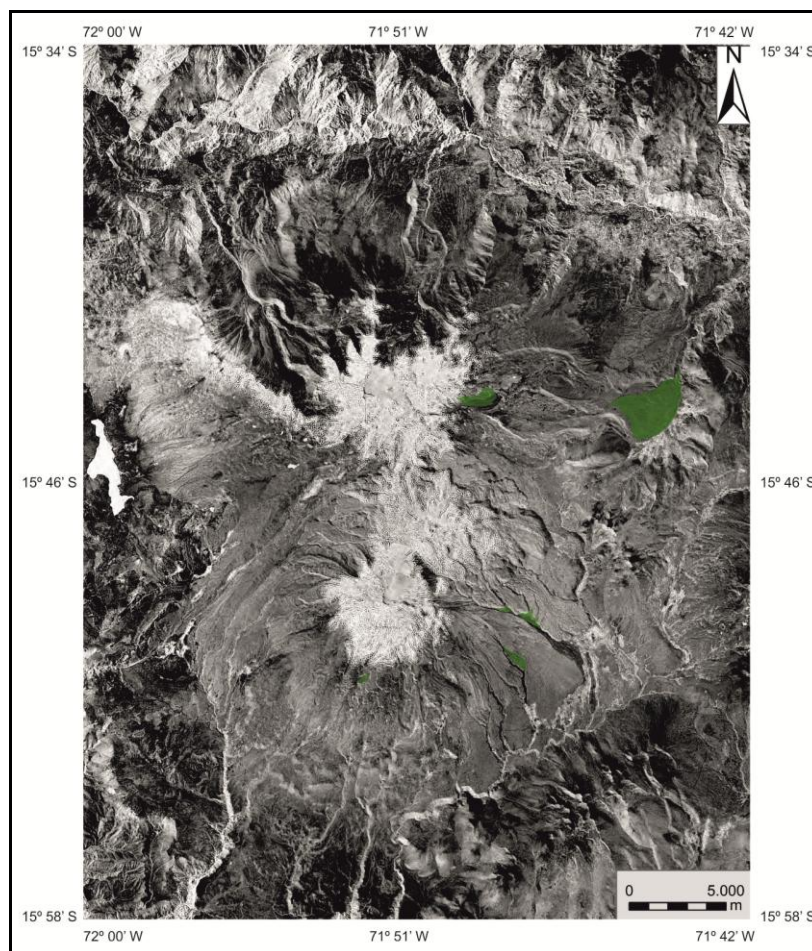


En general, el tamaño de los abanicos aluviales está condicionado por el tamaño de la cabecera. En su estudio sobre los abanicos aluviales Bull (1968) estableció un vínculo cuantitativo estrecho entre las dimensiones de los abanicos aluviales y su área fuente. Según su hipótesis, si el abanico es de grandes proporciones se deduce que la superficie de la cuenca de recepción de donde proviene todo el material que lo forma debe ser amplia.

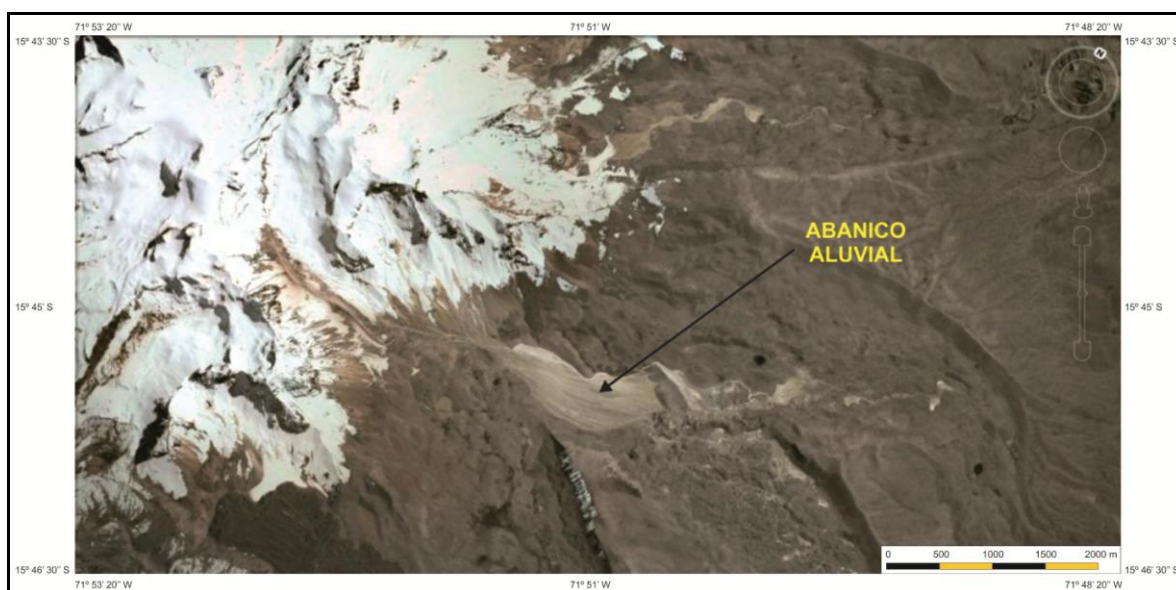
En el Complejo Ampato se diferenciaron 12 abanicos aluviales localizados en dos sectores: las pampas situadas al este del HualcaHualca, así como en las vertientes sureste y sur del volcán Ampato (Fig. 142). En total cubren una superficie de 8,6 km<sup>2</sup> y sus dimensiones son heterogéneas. El abanico de mayor tamaño situado al este del HualcaHualca tiene una extensión de 4,45 km<sup>2</sup> y desde el ápice hasta su base mide 3.950 m. El de menor dimensión se ubica al sureste del Ampato, ocupa una superficie de 0,3 km<sup>2</sup> y su longitud alcanza los 380 m. Estos datos dan una idea de la heterogeneidad de morfologías.

Al comparar el tamaño de estos dos abanicos con sus respectivas áreas fuentes se confirma la hipótesis que propuso Bull (1968): el material que forma el abanico mayor y los demás cuerpos detríticos situados en la cara este del HualcaHualca, procede de amplias cabeceras que resultaron de la intensa acción erosiva del último periodo glacial del Pleistoceno (Fig. 143).

También fue importante en su desarrollo la abundante cantidad de detritos sueltos que las masas de hielo depositaron en las laderas y el fondo de las artesas. El agua de fusión movilizó los derrubios de origen glacial situados a su alcance y los transportó hasta las pampas adyacentes. La pérdida drástica de velocidad de la corriente al disminuir la pendiente en estas altiplanicies provocó que el flujo depositara todo el material lo que dio lugar a estos abanicos aluviales.

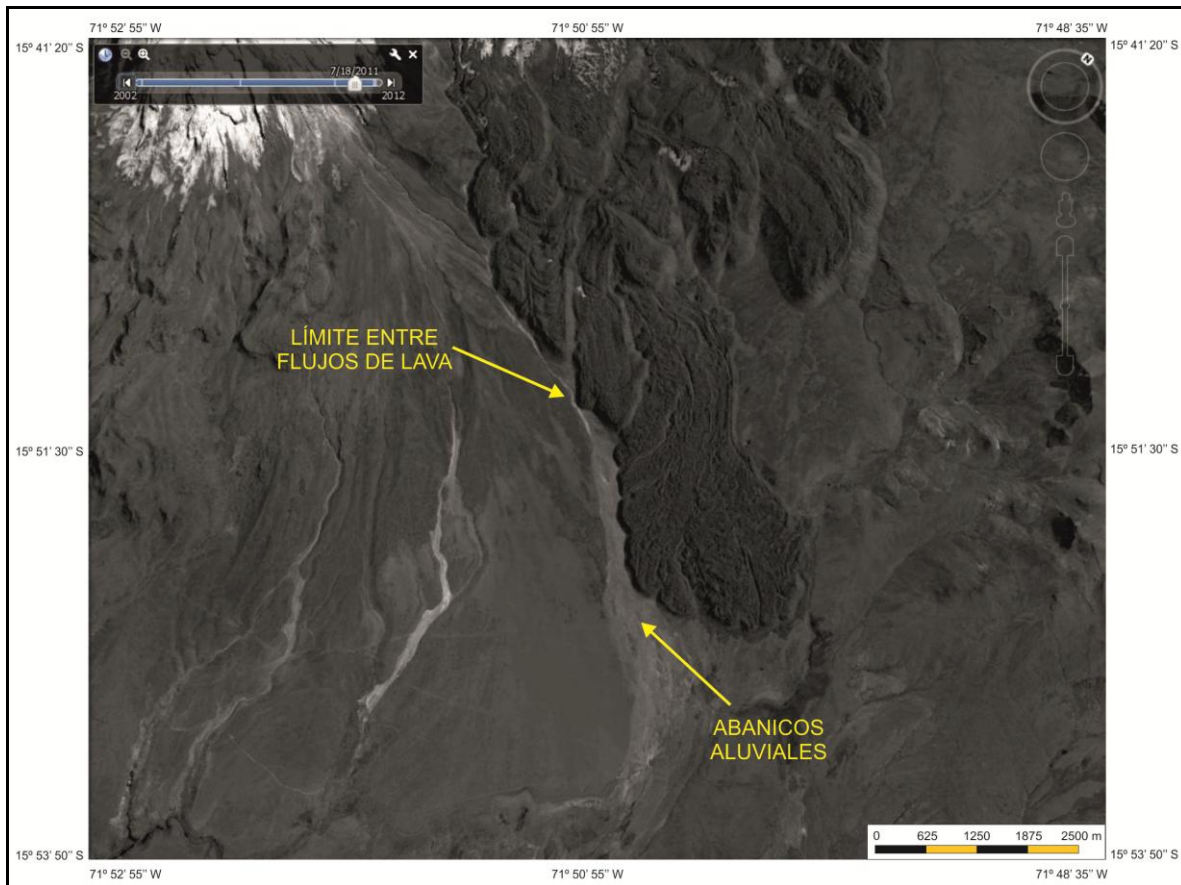


**Fig. 142.** Los abanicos aluviales se distribuyen por las laderas y pampas de la mitad oriental del complejo. Cuando en este sector tienen lugar deshielos repentinos, todo el material que acarrea la corriente se deposita al llegar a la altiplanicie porque la pendiente y la presión por confinamiento se reducen drásticamente (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 – Mersat).



**Fig. 143.** Detalle del aspecto de uno de los abanicos aluviales de la vertiente este del HualcaHualca. Su morfología, a modo de cola de caballo, está controlada por la distribución de las formaciones morrénicas y las coladas de lava (Googleearth, 2012).

Por el contrario, los abanicos localizados al sur y sureste del Ampato se asocian con cabeceras de menor tamaño. También condicionó las dimensiones de estos abanicos la menor cantidad de material suelto disponible en las laderas y en el fondo de los valles glaciares del volcán. Una peculiaridad de estos abanicos es su formación entre las lavas, debido a que los torrentes discurren entre los límites de flujos lávicos (Fig. 144).



**Fig. 144.** Los abanicos aluviales localizados al este del estratovolcán Ampato se formaron en el límite de dos coladas de lava. Se observa que los sedimentos de los abanicos han rellenado el espacio entre ambas coladas y que éstas han ejercido una clara influencia en sus morfologías (Googleearth, 2012).

Tanto los abanicos del volcán HualcaHualca como los del Ampato, se formaron durante la deglaciación ocurrida en el Holoceno. Los cuerpos detríticos asociados al primer edificio volcánico, se depositaron junto a las morrenas del último gran avance glacial del Pleistoceno y colmataron el fondo de las artesas, mientras que los vinculados al Ampato se localizan sobre lavas de edad reciente. Es posible que la génesis de los abanicos situados a mayor altitud y que están mejor conservados se hayan formado en tiempos históricos debido a la fusión repentina de las masas de hielo durante las erupciones volcánicas del Sabancaya.

## **7. Formas de origen lacustre.**

Según Forel (1892, en Anadón, 1992), un lago es una cuenca profunda de tamaño variable que no está conectada con el mar. Por otro lado Reeves (1968), definió los lagos como cuerpos de agua lo suficientemente profundos para impedir que la vegetación (excepto la subacuática) los colonice. Según Hutchinson (1957, 1975, en Anadón, 1992) existe una amplia gama de lagos en función de su origen: tectónicos, volcánicos, por deslizamientos de tierras, glaciares etc.

### **7.1. Formas lacustres antiguas.**

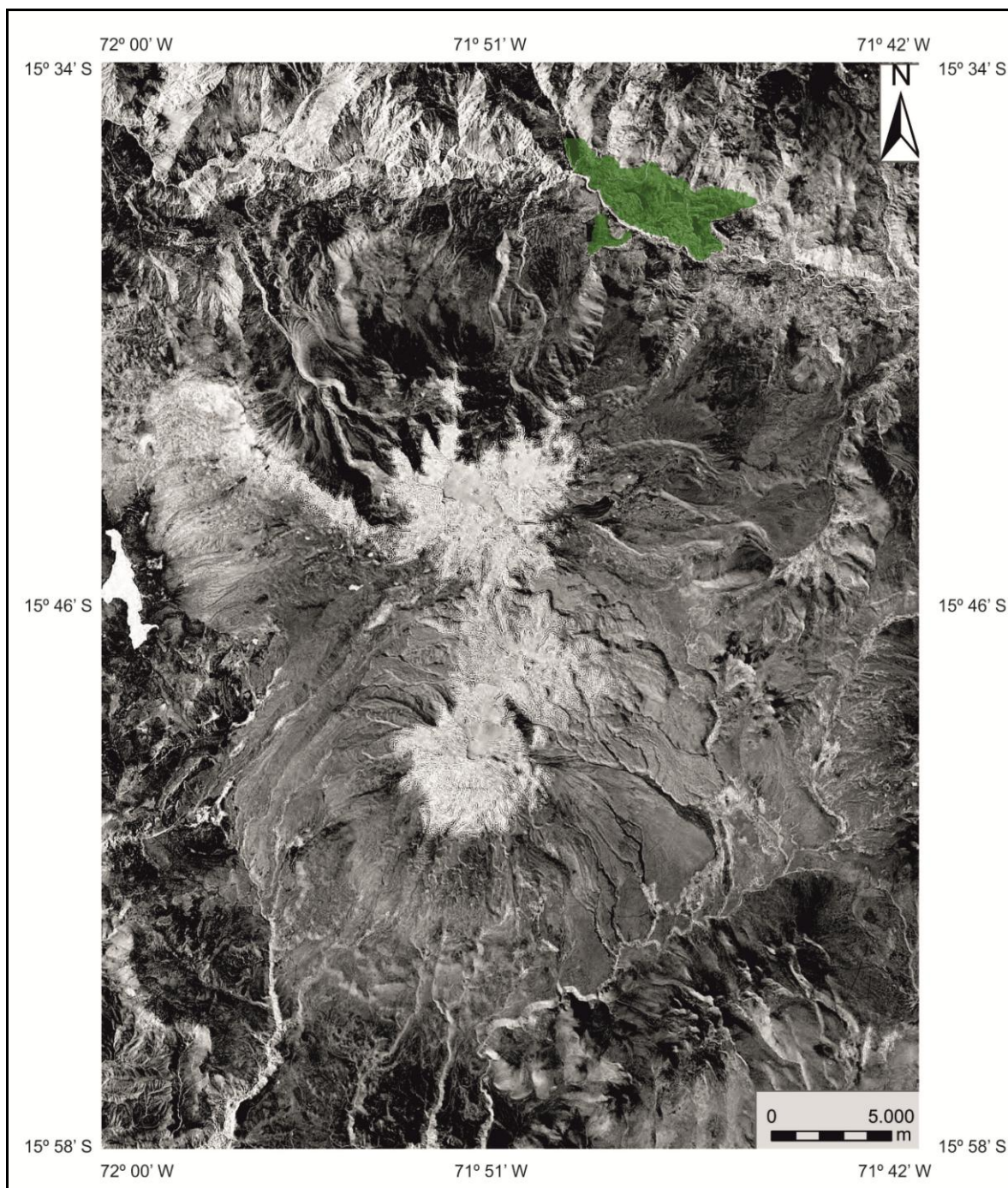
#### **7.1.1. Superficies paleolacustres dispuestas en graderío.**

Al NE del Complejo Ampato se diferenció un área con depósitos lacustres de 17 Km<sup>2</sup> de extensión y decenas o cientos de metros de espesor (Fig. 145 y 146). Su origen se relaciona con un paleolago que se formó por la obturación del río Colca tras producirse el colapso volcánico del HualcaHualca. Los restos que se conservan del depósito de la avalancha a partir del pueblo de Pinchollo justifican esta hipótesis.

Después de este periodo, en el cual el tramo superior del valle del Colca se rellenó de sedimentos, se inició un episodio erosivo que destruyó el represamiento. Probablemente su ruptura sea una consecuencia del continuo e intenso levantamiento tectónico que ha afectado a esta región desde hace 13 Ma (Thouret *et al.*, 2007).

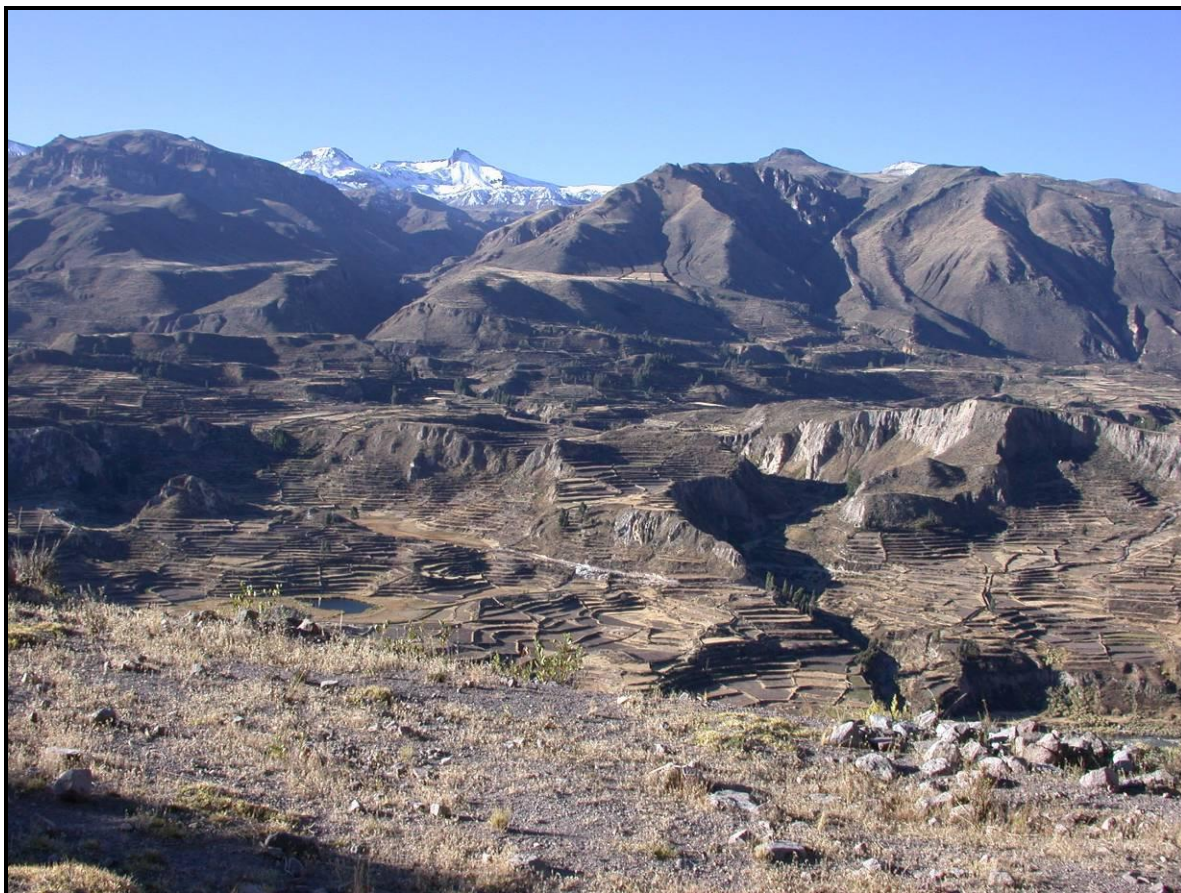
La hipótesis que se propone para explicar el origen de las superficies dispuestas en graderío, es una evolución fluvial compleja y diferencial, en la que se combinó la existencia de procesos gravitacionales y episodios de encajamiento de la corriente, producidos por el levantamiento tectónico.





**Fig. 145.** Las superficies paleolacustres dispuestas en graderío se sitúan al noreste del Complejo Ampato. Los depósitos que las conforman son el resultado del represamiento del río Colca tras el colapso del flanco N del HualcaHualca (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - Mpsid).





**Fig. 146.** Depósitos lacustres localizados al noreste del Complejo Ampato. Su morfología adopta una configuración en graderío, característica que se relaciona con la alternancia de episodios de incisión del río Colca y la ocurrencia de deslizamientos. La superficie anterior al primer graderío ha sido aprovechada para el cultivo, por su menor pendiente y proximidad al cauce del río Colca (Octubre, 2005).

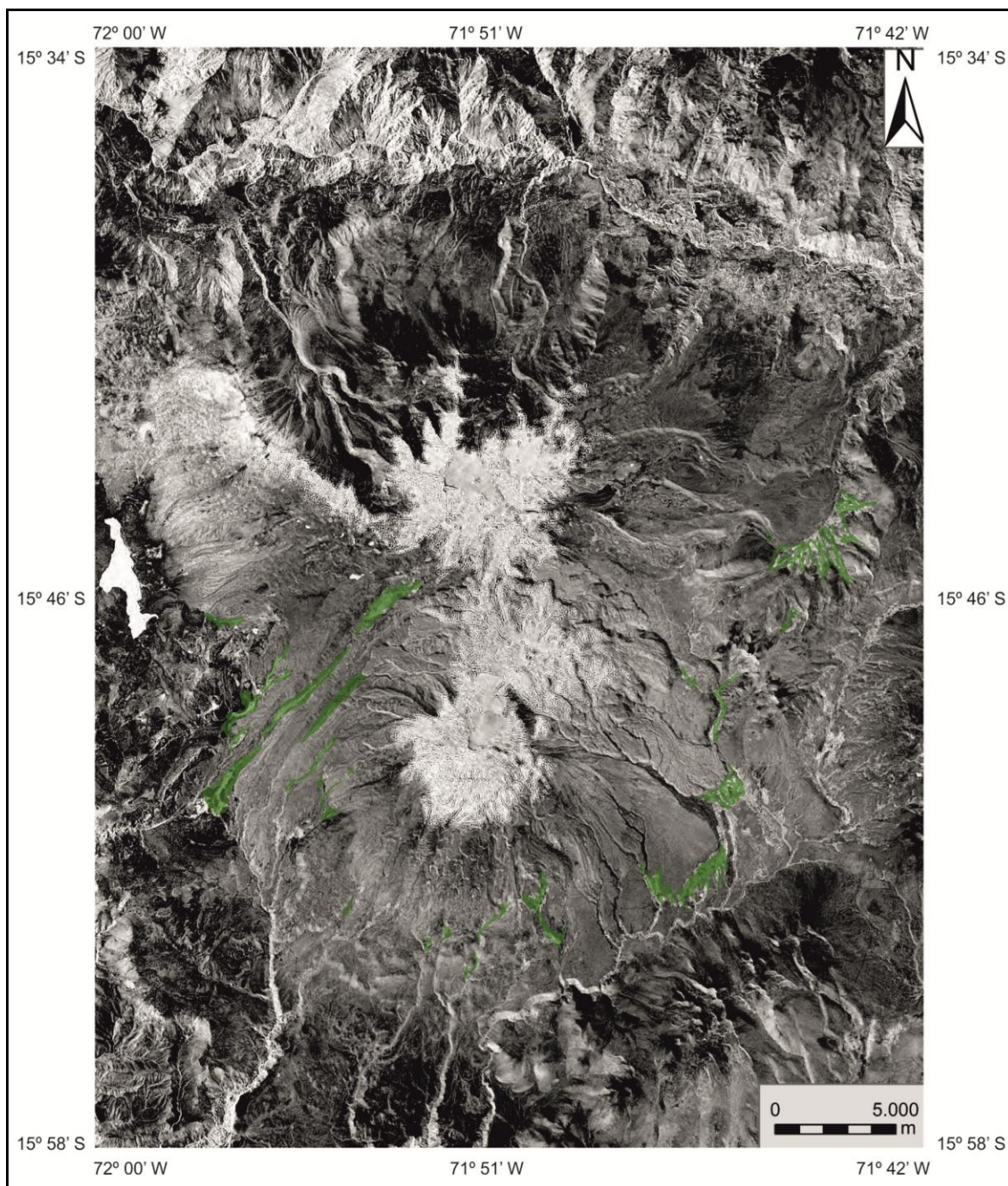
## **7.2. Ambiente lacustre reciente.**

### **7.2.1. Turberas.**

Las turberas o bofedales son depresiones del terreno saturadas de agua que están formadas por una mezcla de abundante materia orgánica vegetal (principalmente briofitos) y sedimentos detríticos (Anadón, 1992).

Las turberas ocupan un área de 15,75 km<sup>2</sup> del área de estudio y se distribuyen en torno a los frentes de las coladas de lava, en las cubetas de sobreexcavación de los valles y arcos morrénicos localizados en la vertiente sur, este y oeste del Complejo Ampato (Fig. 147 y 148), cuya edad corresponde a la Máxima Extensión Glaciar (MEG). En todas estas áreas, el suelo está saturado de agua durante gran parte del año lo cual favorece el óptimo desarrollo de los briofitos.





**Fig. 147.** Localización de los bofedales. Se desarrollan donde afloran manantiales, en los sectores del Complejo donde el suelo es impermeable (Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 - MRSID).

La fuente del agua acumulada en torno a los frentes de las coladas de lava se asocia con el afloramiento de manantiales, mientras que la almacenada en las cubetas de sobreexcavación o por detrás de las morrenas se relaciona con la escorrentía superficial que procede de la fusión de los glaciares y del permafrost que se localizan en las cotas más altas.



La génesis de las turberas del Complejo Ampato es postglaciar; durante la deglaciación el ascenso de las temperaturas suavizó el clima y permitió a los briófitos colonizar los suelos con una abundante concentración de agua. Este proceso continuó a lo largo del Holoceno y en la actualidad las turberas han logrado alcanzar una altitud de hasta 5.000 msnm.



**Fig. 148.** Cubeta de sobreexcavación en un valle glaciar de Patapampa, al este del Complejo Ampato. Este tipo de ambiente es propicio para el desarrollo de turberas (Octubre, 2005).

### **8. Formas de ladera.**

Dentro del modelado de ladera se incluyeron los relieves erosivos y acumulativos del área de estudio, desarrollados en las vertientes, entre los interfluvios y los cauces de la red de drenaje, originados fundamentalmente por la influencia de la gravedad.

La secuencia evolutiva que culmina en la génesis de estas formas de ladera, se inicia con la transformación de los afloramientos rocosos en formaciones detríticas o en mantos de alteración como consecuencia de la acción de los agentes geomorfológicos externos. Según Leopold *et al.* (1964), este cambio está controlado principalmente por la composición del



sustrato (mineralogía, porosidad y textura) y sus propiedades estructurales (espesor, buzamiento, fracturas, estratificación, etc.).

El efecto causado por dicha transformación es la pérdida de cohesión del roquedo lo cual permite que las partículas puedan experimentar movimientos aislados (partícula a partícula) o en masa, a corta o media distancia desde la fuente. Estos desplazamientos están ligados a una dinámica de carácter gravitatorio, es decir, que su evacuación es efectuada exclusivamente por la fuerza de la gravedad a través de las fuertes pendientes existentes en el territorio.

De forma puntual, la acción de la fuerza de la gravedad ha sido indirecta al involucrarse otros agentes, tanto externos (principalmente agua) como internos (sismos). La energía desprendida de su impacto sobre el roquedo provoca la desestabilización de los clastos y a continuación su caída por gravedad.

Los relieves que han derivado de la acción directa de la gravedad son los taludes y conos de derrubios que se localizan en la cara norte del HualcaHualca. El material del que están compuestos ambas morfologías procede de la progresiva destrucción de escarpes debido a la acción de la gelifracción (Fig. 149).

Los escarpes que alimentan a los taludes son tramos resistentes de las laderas que previamente fueron pulidas y desgastadas por los glaciares durante su último gran avance y en las fases posteriores de *reavance*. En cambio los clastos de los conos de derrubios están asociados a las laderas de fuerte pendiente que generó la avalancha volcánica de escombros.

Sin embargo, las formas denudativas delimitadas en el cañón del río Colca (circos de deslizamientos y desprendimientos) son el producto de la acción conjunta de la gravedad y el agua. La génesis de las paredes que los albergan está estrechamente vinculada con el encajamiento del río Colca. Esta incisión en el sustrato causó una respuesta diferente en las paredes del cañón que estuvo controlada por el tipo de litología. En el área donde hay lacustres se formaron deslizamientos mientras que en las lavas, más resistentes, son más frecuentes los desprendimientos.



**Fig. 149.** Detalle de la ladera meridional del altiplano de Patapampa, donde los frecuentes e intensos ciclos de congelación y deshielo han producido abundantes derrubios, muchos de los cuales están en el umbral de superar su punto de equilibrio (Octubre, 2005).

### **8.1. Formas de erosión.**

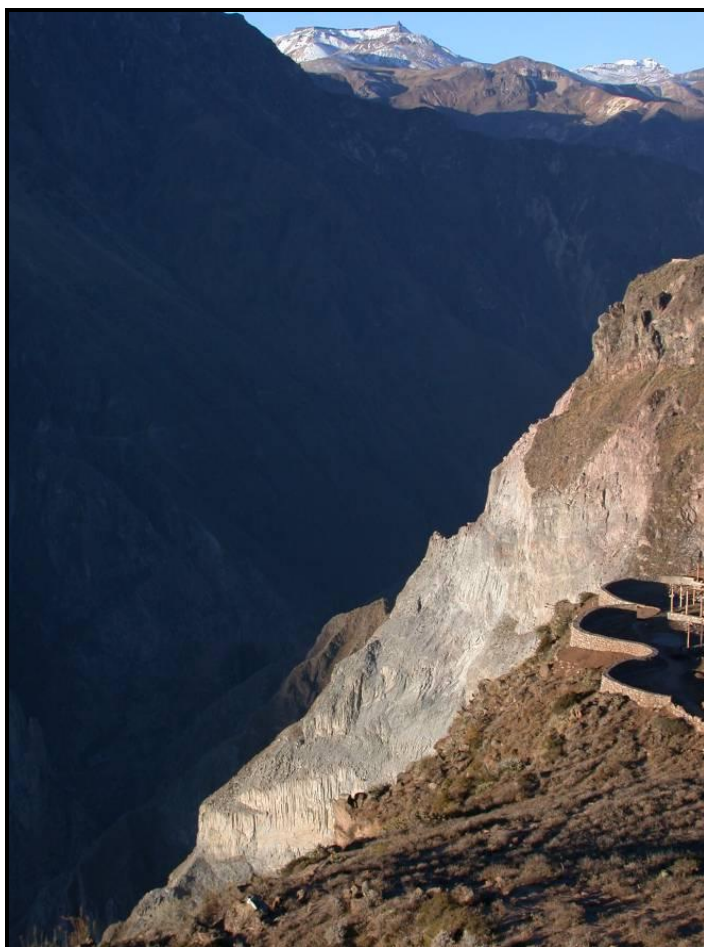
Los procesos de ladera, ya sea a través de la acción directa de la gravedad o de forma indirecta con la ayuda de otro agente, producen cicatrices que indican el lugar de procedencia del material movilizado. La conservación de estas marcas depende de la dinámica de la ladera y del tipo de clima que existe en el territorio.

Estas morfologías se originan cuando la energía con la que actúa el agente geomorfológico supera la resistencia de las formaciones detríticas. La fuerza de su impacto está regulada por la pendiente topográfica y la estructura de la masa de roca (Leopold *et al.*, 1964). A continuación se exponen las características principales de los dos tipos de formas erosivas que se han diferenciado en las laderas del área de estudio: escarpes de desprendimientos y circos o coronas de deslizamientos.

### 8.1.1. Superficies de desprendimientos.

Las áreas que caracterizan este proceso, presentan una superficie plana o ligeramente ondulada en forma de placa triangular o trapezoidal con bordes angulosos, que se alternan con escarpes de ladera. Su origen está relacionado con la caída libre de bloques y detritos en general por gravedad, sin contacto alguno con el roquedo, al perder su estado de equilibrio (Young, 1972; Selby, 1985).

En el área de estudio, se delimitó un circo de desprendimientos bien definido. Se sitúa en la cresta de la pared izquierda del cañón del Colca, río abajo a partir de la localidad de Pinchollo. Se desarrolló en los flujos de lava y su origen se asocia con la incisión producida por el río Colca al incrementarse su capacidad erosiva, como consecuencia de un intenso aumento de la actividad tectónica (Fig. 150) (Thouret *et al.*, 2007).



**Fig. 150.** Circo de desprendimiento en la pared del cañón del Colca, río abajo desde la localidad de Pinchollo, formado en el sector frontal de una lava que ha sido cortada por el encajamiento de la corriente (Octubre, 2005).



La caída de los clastos desde este circo se asocia con una combinación de la fuerza gravitatoria y un agente que en este caso son las lluvias esporádicas de la estación húmeda o los sismos que con frecuencia afectan a esta región. Es posible que los clastos impacten directamente en el suelo sin chocar en ningún momento contra la ladera al no haber rugosidades en la pared por debajo del anfiteatro que impidan su desplazamiento.

### 8.1.2. Circos o coronas de deslizamiento.

Los circos de deslizamiento son relieves cóncavos situados en las laderas con una forma similar a una herradura o un anfiteatro. Su origen está asociado al movimiento de una masa de rocas, de detritos o de ambas, y sus dimensiones varían de acuerdo al volumen de material deslizado (Selby, 1985).

En el área de estudio, los circos de deslizamiento se localizan en las paredes del valle del Colca (Fig. 151). De las 9 coronas que se han inventariado, 6 de ellas tuvieron desarrollo en los depósitos lacustres que se localizan, *rio arriba*, desde el pueblo de Pinchollo; los tres restantes, se han formado sobre flujos lávicos localizados *rio abajo* a partir de la localidad mencionada.



**Fig. 151.** Circo de deslizamiento en depósitos lacustres junto al núcleo de población de Madrigal (cuadrante NW del área de estudio). Posee 1,20 km de ancho, desde los extremos de la curvatura, y una longitud aproximada de 1,8 km (Octubre, 2005).



Los movimientos en masa desarrollan coronas de deslizamiento y su desarrollo está en función de la competencia de la roca a ser movida. En la zona de estudio, los más susceptibles son los depósitos lacustres. Se trata de detritos poco consolidados, en donde existen numerosas disyunciones de origen tectónico (fallas, fracturas y grietas sísmicas) y exógeno (grietas de desecación y de asentamiento diferencial). A todos estos factores, hay que sumar la inclinación abrupta del terreno en donde sobreyacen. Del mismo modo la heterogénea permeabilidad del sustrato.

No obstante, y a pesar de que son más abundantes en los lacustres, el mayor deslizamiento se produjo sobre flujos de lava, situados *rio abajo* de Pinchollo. Las dimensiones de este proceso de remoción en masa son las siguientes: 2.650 m de ancho, medido desde los extremos de la curvatura y de longitud 815 m. Lo más probable es que este movimiento se produjese a partir de las discontinuidades internas propias de los derrames de lava (juntas) relacionadas con su enfriamiento o por la existencia de fracturas tectónicas que las hayan fragmentado.

## **8.2. Formas de acumulación.**

Se incluyen los relieves cuyo origen está relacionado con la deposición de los derrubios que se desplazan ladera abajo la influencia de la gravedad (Selby, 1985). Estas morfologías normalmente se encuentran en la porción media de la ladera o en su base. Las dos unidades geomorfológicas de este tipo que se diferenciaron en el Complejo Ampato son: conos y taludes de derrubios.

### **8.2.1. Conos de derrubios.**

Los conos de derrubios son depósitos de ladera, generalmente aislados, con una forma similar a un embudo invertido en el cual el ápice apunta al área donde se desprenden los detritos. Este tipo de morfologías se originan en las cornisas que funcionan como fuente de alimentación de los derrubios, la fragmentación se concentra solamente en áreas puntuales por causas estructurales, topoclimáticas etc. y los clastos generados se encauzan por canales. A veces, los conos contactan entre sí por sus flancos y dan lugar a una morfología compleja de conos de derrubios compuestos (Leopold *et al.*, 1964; Selby, 1985).

Los conos de derrubios del área de estudio se localizan en la cara norte del HualcaHualca, en los pies de las dos laderas que generó el colapso volcánico. Su desarrollo es mayor en la ladera oriental, donde incluso forman una red compleja que está compuesta por varios conos coalescentes. La causa de su formación se asocia con una mayor eficacia de la gelifracción a la hora de producir más detritos, probablemente debido a la existencia de un mayor número de debilidades estructurales en el roquedo. Se estima que todos estos depósitos de ladera tienen una edad holocena ya que se extienden por las vertientes que estuvieron cubiertas por los glaciares durante su último gran avance.

### **8.2.2. Taludes de derrubios.**

Los taludes de derrubios son depósitos detríticos que recubren el pie y toda la mitad de la ladera y que muestran un enlace regular con los escarpes rocosos (Leopold *et al.*, 1964; Selby, 1985). El origen de los taludes del área de estudio está relacionado con el retroceso generalizado de los escarpes, como consecuencia de la elevada eficacia de la gelifracción. Según Selby (1985), la velocidad de retroceso de las cornisas está controlada por el tipo de roca y su estructura.

Una vez que los derrubios caen por gravedad, descienden por la ladera hasta que encuentran un punto en el que se estabilizan. Su distribución en el talud que forman está relacionada con su peso. Los fragmentos de mayor calibre se sitúan al pie de la vertiente y los de fracción más fina se depositan próximos al escarpe (Washburn, 1979). Como consecuencia de ello, en general tienen un perfil cóncavo y su inclinación tiende a ser mayor en el sector superior del depósito. De media, la pendiente oscila entre los 25° y 40°. Estos valores se corresponden con el ángulo de reposo del material de mayor tamaño (French, 1996).

En el Complejo Ampato, los taludes de derrubios se distribuyen por las laderas de la cara norte del HualcaHualca y el altiplano de Patapampa (Fig. 152). Se deduce que la edad de estos depósitos es holocena, ya que si se hubiesen formado con anterioridad al último gran avance glacial del Pleistoceno habrían sido desmantelados por las lenguas de hielo.



**Fig. 152.** Los taludes de derrubios, como el de la vertiente meridional del altiplano de Patapampa, recubren laderas que previamente han sido modeladas por los glaciares (Octubre, 2005).

### **SIMBOLOGÍA COMPLEMENTARIA.**

- **Nivel de altura relativa entre unidades geomorfológicas.** Indica la altura relativa local entre formas del relieve. A partir de la posición se deduce una edad relativa.
- **Grietas en el hielo.** Las grietas o rupturas en el hielo derivan del movimiento del glaciar. Pueden ser de tres tipos: laterales, transversales y longitudinales. Las laterales se originan por la tensión que provoca la velocidad diferencial del flujo, ya que esta última es mayor en el centro que en los márgenes. Las transversales son causadas por la existencia de accidentes topográficos en el lecho tales como escarpes. Y por último las grietas longitudinales se forman cuando hay una alternancia de tramos estrechos y anchos a lo largo del valle (Sugden y John, 1976).

### **3.4. La evolución del relieve volcánico del Complejo Ampato.**

Mediante el análisis geomorfológico se han revelado el tipo de formas volcánicas que existen en el Complejo Ampato, su estado de conservación y los mecanismos eruptivos implicados en su génesis. Toda esta información se plasmó en una cartografía geomorfológica detallada, a partir de la cual se han establecido relaciones espaciales entre las distintas geoformas y se han deducido sus edades relativas. El resultado de este estudio fue la formulación de un modelo evolutivo del relieve.

Para hacer más fácil la interpretación de la evolución espacio-temporal del relieve, se levantó un perfil topo-geomorfológico en el mapa cuyo trazado atraviesa las unidades geomorfológicas más significativas (Fig. 153 y 154). Además, en la reconstrucción se han introducido los datos geocronológicos, tanto absolutos como relativos, recopilados a través de la revisión de artículos científicos especializados.

Así, el análisis geomorfológico ha permitido que en el HualcaHualca, Ampato y Sabancaya se diferencien etapas de formación del relieve coherentes, las cuales pueden ser constructivas o destructivas. Las fases constructivas estuvieron involucradas manifestaciones eruptivas tanto de naturaleza efusiva como mixta (combinación de episodios efusivos y explosivos). En las destructivas intervinieron erupciones explosivas o procesos erosivos que deterioraron o desmantelaron el relieve original.

#### **3.4.1. Evolución Geomorfológica del HualcaHualca.**

El HualcaHualca (6.025 msnm) se localiza en el sector septentrional del Complejo Ampato. Es el edificio más antiguo y sobre él se emplazaron los otros dos estratovolcanes que integran el Complejo: el Sabancaya (5.950 msnm) y el Ampato (6.250 msnm).

En el HualcaHualca se han reconocido 8 fases volcánicas; de ellas, siete son constructivas y una destructiva. Las dos primeras (fases I y II) comprenden la edificación de los volcanes Hualca 3 y 5. Se estima que su formación comenzó entre el final del Plioceno y el principio del Pleistoceno Inferior. Este intervalo temporal se deduce a partir de una datación que



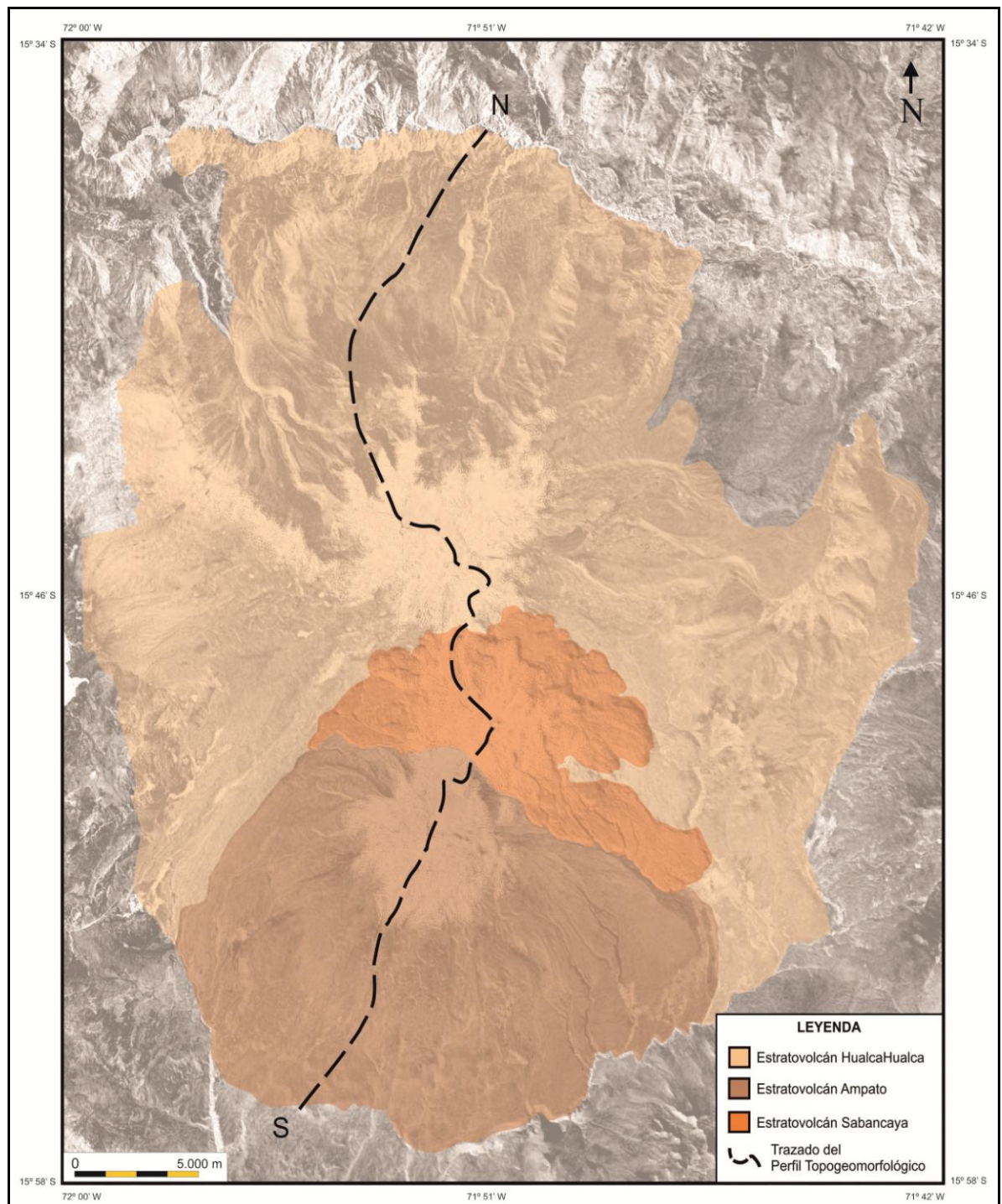
realizó Thouret *et al.* (2004), en una ignimbrita que forma parte del basamento del HualcaHualca localizada en la ladera izquierda del cañón del Colca ( $2.2 \pm 0.15$  Ma).

La composición de sus lavas y piroclastos varía de andesitas a dacitas lo que indica que se sucedieron, de manera alternante, erupciones de carácter efusivo y explosivo. La acumulación progresiva de todo el material emitido durante estos eventos hizo que los edificios Hualca 3 y 5 se elevaran hasta los 6.000 msnm.

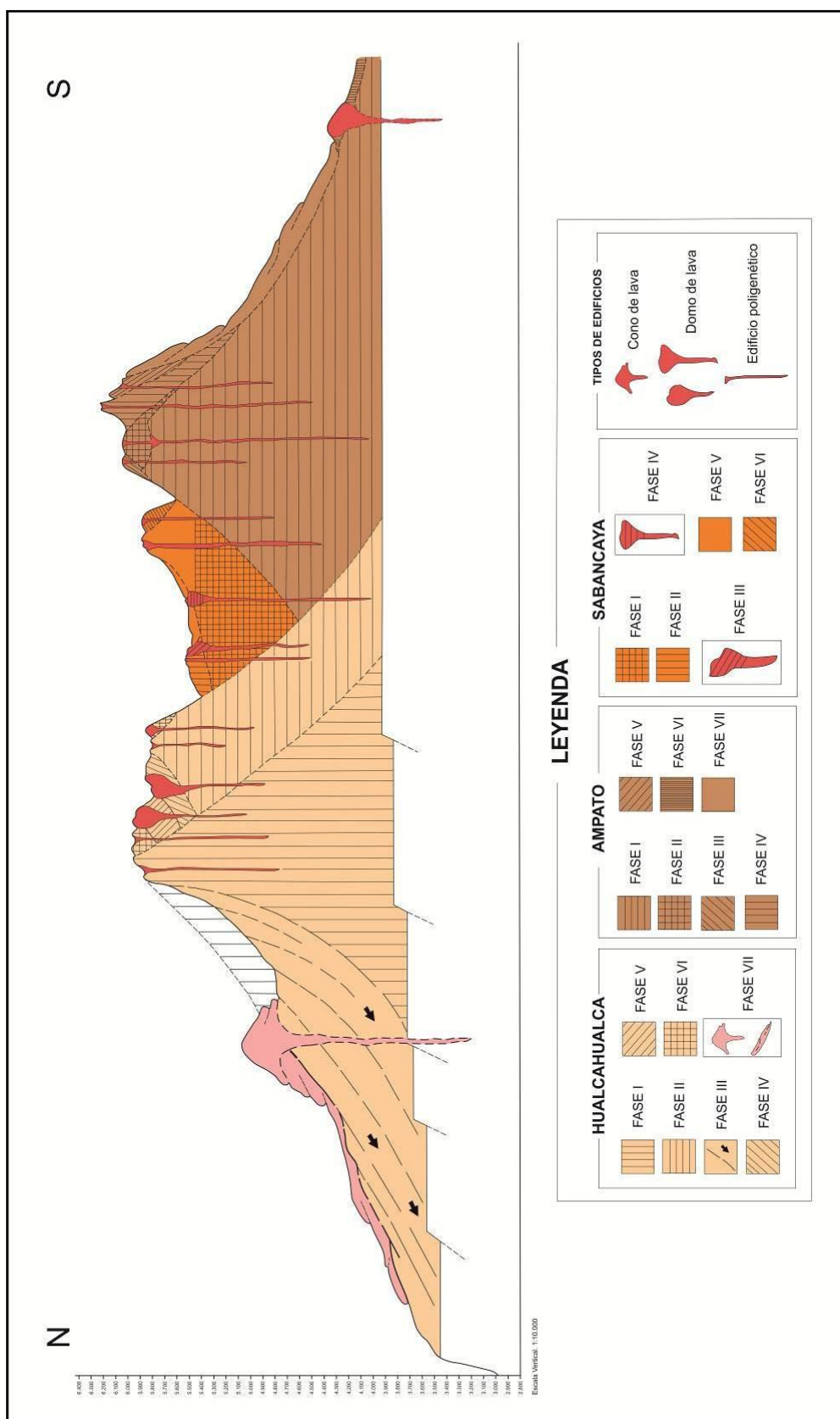
Un crecimiento de esta envergadura se produjo por la ausencia de erupciones explosivas significativas que destruyeran el volcán y una reducida tasa de erosión debido al régimen climático árido. Su desarrollo se completó durante el Pleistoceno Inferior, tal y como se deduce de una lava andesítica, emitida por el Hualca 5, datada en  $1.06 \pm 0.0$  Ma por Thouret *et al.* (2007). Después, sobre ambos, se establecieron los demás edificios poligenéticos y centros eruptivos menores que constituyen el HualcaHualca.

La fase III abarca el desarrollo de un deslizamiento volcánico lateral de importantes implicaciones en la geomorfología del Complejo Ampato, ya que destruyó una parte del estratovolcán y dio lugar a laderas de fuertes pendientes en las que se desarrollan procesos de diferente índole (glaciares, periglaciares, de ladera etc.).

A causa de su rápido crecimiento, pero también por la influencia de un sistema hidrotermal y los frecuentes sismos generados por el sistema de fallas situado al norte del complejo, el flanco norte del Hualca 3 superó su punto de equilibrio y se colapsó. La datación por Ar/Ar del depósito de la avalancha realizada por Gómez *et al.* (2009) indica que el deslizamiento se produjo hace 180 Ka, en el límite entre el Pleistoceno Medio y Superior.



**Fig. 153.** Vista en planta del Complejo Ampato donde se muestra el trazado del perfil topogeomorfológico, y en el que quedan incluidas las unidades geomorfológicas más relevantes.



**Fig. 154.** Perfil topogeomorfológico levantado a partir de la cartografía geomorfológica en el que se representan las principales fases volcánicas y los diferentes tipos de edificios que se han diferenciado en el Complejo Ampato.

El colapso formó una caldera que tiene una profundidad máxima aproximada de 1.600 m, con una cabecera claramente definida. El borde tiene una forma de semi-elipse de 1,6 km de diámetro y se encuentra abierto hacia el norte, dirección hacia donde se dirigieron los detritos vinculados con el deslizamiento. Se calcula que los materiales desplazados recorrieron una distancia de 12 km, hasta el paleovalle del Colca que quedó obturado por los escombros. Como evidencia de este hecho, se conservan, *río arriba*, potentes depósitos lacustres que atestiguan la existencia de un represamiento.

Si se tiene en cuenta el área que fue afectada por el colapso volcánico, se estima que la cubierta de detritos se extendió por un área aproximada de 186 km<sup>2</sup>, aunque de ella, después de estar expuesta a todo tipo de agentes de erosión y quedar sepultada por formaciones lávicas y piroclastos emitidos durante erupciones posteriores, actualmente sólo es visible una superficie de 2 km<sup>2</sup> y en donde es posible distinguir vestigios de la avalancha, a manera de montículos o colinas (*hummocks*), que se localizan al NW del HualcaHualca en el límite entre la caldera y el cañón del Colca.

A pesar de que el colapso volcánico transformó significativamente la forma inicial del HualcaHualca, sin embargo no representó el final del proceso de su construcción, ya que después de que éste se produjera, volvió a reactivarse. Esta reactivación data del Pleistoceno Superior y se corresponde con las fases IV y V. Los relieves resultantes de estos dos periodos eruptivos fueron domos de lava. Su génesis se atribuye a erupciones efusivas en las que se emitieron materiales muy viscosos, debido a que el magma que residía en la cámara magmática estuvo sometido a procesos de diferenciación.

Otra causa plausible y complementaria a la anterior, es la excesiva altura del HualcaHualca. Cuando el edificio alcanza una gran envergadura, las erupciones son menos frecuentes y el magma tiende a acumularse en el interior de los conductos del edificio generando reservorios donde, debido a mayores tiempos de residencia, se producen procesos de cristalización fraccionada que dan lugar a magmas más evolucionados y, por tanto, más viscosos. En estas circunstancias, el magma debe realizar un mayor esfuerzo para poder salir al exterior. No hay dataciones absolutas que permitan determinar la edad de estos domos, pero las huellas de modelado glaciar que poseen en su base son evidencias



suficientes para asegurar que su formación se produjo en el Pleistoceno Superior, antes de la Máxima Extensión Glaciar (MEG).

Poco tiempo después de producirse las fases volcánicas IV y V, se formó otro volcán poligenético: el Hualca 4. Su construcción, mediante una secuencia eruptiva en la que se alternaron episodios efusivos y explosivos, constituye la fase VI. La formación de este edificio permitió al conjunto de la morfoestructura HualcaHualca elevarse hasta alcanzar su nivel altitudinal actual que se sitúa a 6.025 msnm.

El ciclo de actividad volcánica de la fase VI culminó con la construcción de un domo de lava de notable entidad que presenta un buen estado de conservación. Se sitúa al sur del Hualca 5, y su origen, aunque se encuentre a cierta distancia del Hualca 4, probablemente estuvo asociado al mismo reservorio de magma. Pero la suma de varios factores como: una reducida tasa de emisión; la elevada viscosidad del magma y la altura del HualcaHualca, provocó que el material fundido tuviese que buscar una vía de ascenso secundaria hasta la superficie. Finalmente el magma logró salir al exterior y se formó este domo al cual se le considera un volcán adventicio.

En la fase VII, la actividad volcánica se concentró en el interior de la caldera. Durante este proceso eruptivo resurgente o de rejuvenecimiento se produjeron voluminosas erupciones de naturaleza efusiva, asociadas a magmas evolucionados, que rellenaron parcialmente la depresión.

En un primer estadio eruptivo se crearon abundantes focos secundarios (conos de lava, domos) de dimensiones heterogéneas, desde los cuales se emitieron flujos de lavas de espesor, longitud y composición variable (andesitas - dacitas) que se asientan sobre el depósito del deslizamiento.

El foco de emisión secundario de mayor porte dentro de la caldera es el Ahuashune, un cono de lava de 200 m de altura, desde su base, y 1580 m de diámetro máximo compuesto por flujos lávicos viscosos, cortos y superpuestos. Este volcán se eleva a 5.190 msnm, debido a que se apoya sobre un potente nivel de coladas de lava y piroclastos. Tanto estas

lavas como las dimensiones del Ahuashune, construido en gran parte durante el primer periodo eruptivo, reflejan que la tasa de emisión al inicio de la fase VII fue elevada.

Posteriormente, durante el segundo periodo eruptivo, la caldera continuó rellenándose aunque disminuyó la frecuencia y la magnitud de las emisiones. La evidencia de esta reducción cuantitativa del volumen de magma expulsado es que tanto los flujos de lava que culminan la serie morfo-estratigráfica de la caldera, como las coladas del sector superior del Ahuashune poseen una reducida entidad.

Esta característica indica que la viscosidad del magma se incrementó por diferenciación en los reservorios. La dificultad cada vez mayor del magma para salir al exterior, debido al aumento paulatino tanto de la altura del Ahuashune como del grosor de las lavas acumuladas en el interior de la caldera, facilitaron esa mayor diferenciación magmática.

Es posible que la fase VII fuese contemporánea a las fases IV, V y VI o que la diferencia temporal entre ellas fuese escasa. De hecho, la mayoría de las lavas y centros eruptivos post-caldera del seno de la depresión volcánica poseen evidencias de modelado glaciar. Esto significa que, al igual que los edificios que se formaron durante las fases IV, V y VI, todos o al menos la mayoría de estos relieves ya estaban completamente formados antes de producirse la Máxima Extensión Glaciar (MEG).

Los efectos del MEG en los relieves volcánicos post-caldera consistieron, principalmente, en el desmantelamiento de las morfologías primarias de flujo de la superficie de la mayoría de las coladas y la erosión de uno o varios flancos de los edificios menores. Incluso los focos de emisión más elevados tienen circos glaciares, ya inactivos, lo que corrobora la existencia de masas de hielo en sus cumbres durante esta época fría.

La última fase del HualcaHualca es la VIII y comprende la formación de un grupo de 7 vents desde los que se emitieron varios flujos de lava. Probablemente están asociados a una fisura del terreno ya que todas las bocas eruptivas están perfectamente alineadas con una dirección NW-SE. De su reducido tamaño y espesor se deduce que la erupción fue corta y que el volumen de material emitido fue escaso.

Se interpreta que las bocas eruptivas y las coladas de lava a ellas asociadas se formaron durante un episodio eruptivo histórico. Las evidencias de este hecho se encuentran en la ausencia de huellas de erosión y su posición. Se localizan en el interior de cabeceras glaciares, próximas a los cráteres principales, en las que todavía hay masas de hielo. Durante el último episodio frío relevante, que se relaciona con la Pequeña Edad del Hielo (PEH), estos glaciares avanzaron hacia posiciones más bajas, sobrepasando la cota mínima a la que se sitúan los vents. Por lo tanto, si ya hubiesen estado presentes en aquella época fría, la acción de los glaciares se vería reflejada en su morfología o incluso habrían sido desmanteladas.

Pero su existencia, posición y excelente grado de conservación pone de manifiesto que muy probablemente se formaron después de la PEH, tal vez en la misma época que alguna erupción histórica del Sabancaya. Como hasta ahora no había indicios de actividad en el HualcaHualca, debido a la falta de estudios de detalle, los vents y sus coladas tienen un indudable interés científico porque constituyen una señal evidente de reactivación en un estratovolcán catalogado como extinto.

Por último, es relevante considerar que si vuelven a producirse erupciones de este tipo, pero directamente bajo los glaciares, podrían generarse fusiones rápidas que deriven en la formación de flujos hidrovolcánicos. Aunque la erupción de la fase VIII se localizó en las cabeceras de la cara sur del HualcaHualca, territorio donde la densidad de población es muy baja, un escenario similar en la cara norte del volcán podría tener mayores repercusiones, donde los lahares alcanzarían fácilmente el valle del Colca, afectando a los núcleos de población que allí se concentran.

#### 3.4.2. Evolución Geomorfológica del Ampato.

Se localiza en el sector meridional del complejo y es más joven que el HualcaHualca, el Ampato comenzó su construcción entre el final del Plioceno y el inicio del Pleistoceno Inferior. Se formó en siete fases, de las cuales en cinco predominaron las erupciones mixtas, donde se combinaron episodios efusivos y explosivos; una fase fue íntegramente efusiva y el periodo restante se caracterizó por ser mixto, aunque culminó con un episodio

explosivo significativo. Además, algunas de ellas, sobre todo las iniciales se imbrican y solapan con las primeras fase del HualcaHualca.

La fase I de formación del Ampato se caracterizó por la alternancia de episodios efusivos y explosivos en los cuales se emitieron materiales andesíticos y dacíticos. Los primeros productos volcánicos expulsados se depositaron en la base del flanco meridional del HualcaHualca y sobre ellos fueron acumulándose sistemáticamente los materiales de las erupciones posteriores. Se estima que estas manifestaciones volcánicas tuvieron lugar entre el final del Plioceno y el principio del Pleistoceno Inferior, posiblemente a la vez que las fases I y II del HualcaHualca.

Como consecuencia de todo el proceso anterior, ya en el Pleistoceno Superior, se había formado un edificio poligenético de gran altura, pero una erupción explosiva violenta, que puso fin al ciclo eruptivo, destruyó el cráter y gran parte del sector culminante del volcán. Mariño (2012) levantó varias columnas estratigráficas del volcán Ampato y en ellas refleja la existencia de depósitos de caída de pómez y flujos piroclásticos de esa época, que podrían estar relacionadas con dicha erupción.

El resultado final de este ciclo eruptivo es un edificio poligenético, el Ampato 1, bien definido y con un cráter relativamente amplio debido a los efectos de la explosión. Posteriormente, ya en la fase II, este cráter se rellenó al desarrollarse en él otro estratovolcán de aspecto cupuliforme: el Ampato 3. El origen de su forma se asocia con frecuentes emisiones de lavas félsicas.

Sobre el Ampato 3 se apoyó el Ampato 2, otro estratovolcán cuya construcción fue el proceso involucrado en la fase III. Ni en la morfología del Ampato 3 ni en la del Ampato 2, también cupuliforme, existen evidencias de que se hayan producido eventos volcánicos explosivos relevantes. Pero lo que sí se refleja en sus formas, sobre todo en el perímetro basal, es la acción efectuada por los glaciares durante la última glaciación, lo que indica que por entonces ya estaban plenamente construidos.

Después de la fase III, el proceso constructivo del Ampato continuó. De nuevo se sucedieron erupciones de carácter similar a las de las fases precedentes que dieron lugar a



un nuevo edificio identificado como Ampato 4. Su construcción constituye la fase IV y es el cono volcánico más elevado con 6.288 msnm. Se sitúa en la posición central de la línea de cumbres y su cráter es cerrado y bien definido. Su gran envergadura pone de manifiesto que la tasa de emisión fue elevada. Y a pesar de que no se sabe con precisión cuando cesó su construcción, las huellas de modelado que se conservan en la base del volcán evidencian que ya existía cuando se produjo el último avance glaciar.

En la fase V se ha incluido el levantamiento del Ampato 5, el último edificio poligenético del conjunto Ampato en construirse. En el desarrollo de este volcán terminal estuvieron involucrados procesos eruptivos de características similares a los descritos en las dos fases anteriores. Su forma es cónica y culmina en un cráter abierto hacia el este.

Con el tiempo, la altura alcanzada por el conjunto de edificios del Ampato (6.288 msnm) ha dificultado la salida del magma por los cráteres principales y por este motivo aumenta la probabilidad de que se produzcan erupciones en su perímetro basal. La fase VI comprende un evento de estas características, que dio lugar a un grupo de 7 domos que se sitúan al pie de la vertiente sur del Ampato. Estas protuberancias están alineadas (E-W) lo que indica que su formación estuvo controlada por la existencia de líneas de debilidad. Además, como una parte de su superficie se encuentra parcialmente sepultada por flujos de lava procedentes de los volcanes Ampato 4 y 5, es evidente que son más antiguos que éstas.

La fase VII está constituida por coladas de lava que recubren parcialmente a los domos de la fase VI. Las más bajas, situadas a los pies del volcán, son potentes y avanzaron desde el cráter aproximadamente 12 km. Las situadas en posiciones más elevadas recorrieron 2 km y su grosor, respecto a las anteriores, es sensiblemente más reducido. Estas características ponen de manifiesto que al inicio del estadio eruptivo las tasas de emisión fueron elevadas pero en el transcurso del tiempo se redujeron paulatinamente. Posiblemente, la causa de esta pauta radica nuevamente en la elevada envergadura del conjunto del Ampato, ya próximo a su punto de máximo de crecimiento, lo que dificulta el ascenso del magma.

Las lavas situadas en posiciones bajas e intermedias están recubiertas por una capa piroclástica de espesor variable que procede de las erupciones de los edificios principales del Ampato y el Sabancaya. En la superficie de algunas coladas también hay abundantes

restos morrénicos de escasa entidad cuya génesis se atribuye a la Máxima Extensión Glaciar (MEG) y a fases de *reavance* Finpleistocenas y Holocenas. Su existencia indica que las lavas, incluidas las más altas, fueron emitidas con anterioridad al MEG, lo que reafirma la edad de  $40.0 \pm 5$  Ka propuesta por Mariño (2012) para el final de este periodo de actividad eruptiva.

### 3.4.3. Evolución Geomorfológica del Sabancaya.

Basado en el análisis del perfil topogeomorfológico, la cartografía geomorfológica y las dataciones consultadas, se puede afirmar que el Sabancaya (5.950 msnm) es el volcán más joven del Complejo Ampato.

La primera fase de desarrollo establecida en el Sabancaya (Fase I) se caracteriza por la formación de su basamento. Este proceso comenzó al final del Pleistoceno Inferior debido a la combinación de eventos eruptivos de carácter efusivo y explosivo en los cuales se emitieron lavas y piroclastos que se emplazaron entre el HualcaHualca y el Ampato.

Su apilamiento durante miles de años conformó una estructura volcánica, posiblemente un edificio pre-Sabancaya, sobre la cual se asientan todas las morfologías diferenciadas: edificios poligenéticos Sabancaya 1 y 2, focos eruptivos menores (domos, conos de escorias) y varias generaciones de coladas de lava.

Desde el Pleistoceno Inferior la actividad volcánica ha sido frecuente en el Sabancaya. En las fases II, III y IV, las erupciones se distribuyeron por el área que limita con el HualcaHualca. Estas fases fueron contemporáneas o tuvieron una escasa diferencia temporal entre ellas y dieron lugar a una serie de domos andesíticos y dacíticos que poseen un aspecto fresco. Además se emplazaron en valles glaciares excavados durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG), lo que indica que su génesis probablemente se produjo en la transición entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno.

Además, la existencia de estos domos significa que el vulcanismo del Sabancaya durante las fases II, III y IV tuvo un carácter efusivo asociado a magmas viscosos. La tasa de emisión fue baja en las fases II y IV, lo que se deduce de las reducidas dimensiones de las

formas dómicas. Sin embargo el volumen de material emitido durante la fase III fue sensiblemente más elevado, característica que se refleja en la envergadura del domo cuya altura es de 200 m y su diámetro mayor mide 1.000 m.

La fase V involucró el levantamiento del Sabancaya 1. Apoyado sobre el edificio pre-Sabancaya (fase I), se creó un cono volcánico que se eleva a 5.900 msnm como consecuencia de sucesivas erupciones efusivas y explosivas. Su morfología es muy fresca y culmina en un cráter cerrado y bien definido de aproximadamente 400 m de diámetro mayor.

La formación del Sabancaya 1 estuvo acompañada de la emisión de numerosos flujos de lava potentes y largos que se extienden por sus laderas norte y este. A su vez, las situadas en la cara este se superponen sobre una generación más antigua de flujos lávicos, asociados a domos y un cono de escorias.

Tanto estos focos de emisión secundarios como sus lavas (ver mapa geomorfológico) no han sido incluidos en el trazado del perfil, pues éste no puede abarcar todo el área de estudio, pero son relevantes porque a partir de ellos se deduce con precisión tanto su edad como la de la fase V, ya que recubren una gran morrena lateral vinculada con un re-avance Tardiglacial de gran entidad, lo que indica que sin duda son relieves post-glaciares.

Lo anterior se refuerza con una datación realizada por Juvigne *et al.* (1998), mediante Carbono-14 de una turbera, localizada en Sallalli (al SE del área de estudio), que se sitúa *por debajo* de la colada de lava más externa. Su edad es de  $8.520 \pm 80$  Ka, lo que significa que todos los flujos de lava de la cara este, incluidos los de la fase V, se formaron al inicio del Holoceno.

La fase VI incluye la formación del edificio Sabancaya 2 y las coladas de lava situadas en sus laderas este y oeste. El Sabancaya 2 es cupuliforme y la ausencia de huellas de modelado pone de manifiesto que se trata de un estratovolcán muy joven. A lo largo de su construcción ha emitido lavas andesíticas y dacíticas, de las cuales la más externa y antigua (ladera oeste) chocó contra una morrena lateral cuyo origen se asocia a un *reavance* Tardiglacial.

Como el cordón morrénico es de gran entidad, el flujo de lava se canalizó por el interior de un valle glaciar excavado también durante el Tardiglacial. Este comportamiento implica que la lava fue emitida después del evento frío. Además, una datación de Carbono-14 realizada por Thouret *et al.* (2002) de una turbera situada bajo esta lava (valle de Pujro Huayjo; SW del conjunto Sabancaya), ha permitido datarla en  $5.440 \pm 40$  Ka lo que corrobora que fue emitida por el Sabancaya 2 en el Holoceno Medio.

Las fases VII y VIII reflejan la actividad histórica de los edificios Sabancaya 1 y 2. En los relatos históricos hay registros de erupciones en los siguientes años: 1460, 1752 y 1784. Después hubo un periodo de calma que duró casi 2 siglos, hasta el período eruptivo comprendido entre 1981 y 1984 en el que se produjeron ruidos volcánicos, sismos de baja magnitud y la emisión de fumarolas.

En noviembre de 1986, un débil sismo marcó el inicio de una intensa actividad fumarólica. A continuación, se formaron columnas piroclásticas que ascendieron entre 500 y 1000 m, siendo visibles a docenas de kilómetros. Durante los meses siguientes esta actividad disminuyó progresivamente hasta el 7 de agosto de 1987 cuando se registraron potentes explosiones.

Desde 1988 hasta 1989 se mantuvo una actividad fumarólica constante, que se interrumpió el 9 de mayo de 1990 con la aparición de ruidos y una creciente actividad sísmica que no pasó inadvertida para los habitantes de Cajamarca y Maca. Estos fenómenos fueron en aumento hasta alcanzar su máximo el 5 de junio de 1999, con la formación de una columna piroclástica que ascendió 5000 m de altura por encima del cráter (Thouret *et al.*, 1995; Gerbe y Thouret, 2004).

Los materiales expulsados tuvieron un área de dispersión de aproximadamente 10 km. El estilo eruptivo fue clasificado como vulcaniano y freatomagmático: los balísticos (bloques  $> 64$  mm) alcanzaron una distancia máxima de 500 m ; los lapilli ( $> 2$  mm) se dispersaron entre 3-4 km; las cenizas ( $< 2$  mm) en un rango de 10 a 25 km y el polvo ( $< 1/16$  mm) hasta 30 km en la dirección predominante del viento. También se generaron lahares debido al deshielo de la superficie del glaciar por caída de cenizas incandescentes. Se calcula que



la masa de hielo llegó a estar cubierta por un manto de piroclastos de hasta 5 cm de espesor en las cercanías del cráter (Thouret *et al.*, 1993; Thouret *et al.*, 1995; Thouret *et al.*, 2002).

El origen de algunos relieves delimitados en la cartografía geomorfológica puede estar asociado con esta actividad histórica. Un ejemplo son los vents situados en la ladera oeste de los edificios Sabancaya 1 y 2, ya que su forma es muy fresca y se superponen sobre las demás unidades geomorfológicas.

También se vincula con la actividad histórica la génesis del domo de lava que rellena el interior del cráter sumital del Sabancaya 1. Su génesis marca el final de este periodo de actividad y pone de manifiesto que al término del proceso eruptivo el magma que alimentó las erupciones, se diferenció en el interior de los conductos del edificio, probablemente debido a su altura, e incrementó su nivel de viscosidad. Y por último, los volátiles atrapados en el interior del conducto, debido a la presencia del domo, no pudieron salir al exterior y ocasionaron explosiones de escasa magnitud. Sus efectos geomorfológicos han sido la creación de cuatro bocas explosivas que se localizan en el borde del cráter.

### 3.5. Conclusiones.

El análisis geomorfológico y el levantamiento de una cartografía geomorfológica detallada han sido fundamentales para conocer e inventariar las formas del relieve del Complejo Ampato, evaluar su estado de conservación e identificar los procesos geomorfológicos que han intervenido en su génesis. Hasta ahora no existía un estudio científico similar, lo que ha impedido avanzar en el conocimiento de campos más específicos relacionados con su dinámica eruptiva, la evolución glacial o los peligros y riesgos naturales del territorio. También se considera que por su elevado nivel de precisión, tanto del mapa como de su memoria explicativa, son indispensables para llevar a cabo con éxito una planificación territorial adecuada o cualquier estrategia de desarrollo local.

En el mapa geomorfológico del Complejo Ampato se han delimitado y representado con detalle 13 tipos de formas volcánicas estructurales, 4 clases de relieves volcánicos denudativos y 18 variedades de geoformas de modelado. En total son 35 tipos del relieve que se distribuyen por un área de 930 Km<sup>2</sup>.

Dentro de las formas volcánicas estructurales se han delimitado 12 morfoestructuras mayores, de las cuales 5 se encuentran en el estratovolcán HualcaHualca, 5 en el Ampato y 2 en el Sabancaya. De todas ellas, las únicas que han estado activas recientemente son las del Sabancaya. Dicha actividad se refleja en su morfología ya que no presenta ninguna huella erosiva. Sin embargo, los demás edificios han sido modelados, con diferente grado de intensidad, por las masas de hielo durante la Máxima Extensión Glacial (MEG) del Pleistoceno y en los *reavances* posteriores.

También se han identificado tres tipos de edificios volcánicos menores: conos de lava, domos y conos de escoria. No tienen huellas de haber sufrido un remodelado posterior y su distribución está controlada por fracturas que han sido utilizadas por los magmas como vía de salida hasta la superficie dando lugar a erupciones. Los conos y domos de lava se asocian con magmas que, a pesar de su viscosidad, produjeron erupciones tranquilas de índole efusiva, mientras que los conos de escoria son el resultado de manifestaciones moderadamente explosivas de tipo estromboliano.

Además, es destacable que se han formado varios domos en el interior de los cráteres de los edificios principales, como el Sabancaya. Estos cuerpos viscosos han obturado los conductos del volcán y han bloqueado la salida de los gases volcánicos al exterior. Por este motivo, su emisión se produjo por sectores débiles de la morfoestructura. Así lo indican los cráteres de explosión que se han detectado en el interior del cráter y en su entorno aunque se deduce, dadas las reducidas dimensiones de estas aberturas, que fueron manifestaciones de baja magnitud.

Al tomar como referencia lo anterior, si en el futuro volviera a ascender nuevo material magmático, es muy probable que los volátiles produzcan más explosiones en el Sabancaya. Y en el caso de que su concentración fuese elevada, podrían destruir los domos. Este proceso suele desencadenar explosiones violentas, que incluso podrían derivar en la formación de flujos piroclásticos, como ha ocurrido en situaciones similares anteriormente.

Otros focos de emisión secundarios relevantes que se han formado en el área de estudio son los vents. Estas aberturas han emitido lavas y su expresión morfológica es muy fresca, característica que pone de manifiesto que se han originado recientemente.

En el HualcaHualca, los vents se sitúan en el seno de las cabeceras glaciares y se deduce que han estado involucrados en la deglaciación reciente al no haber sido desmantelados por las lenguas de hielo. Su existencia indica que el HualcaHualca, considerado un estratovolcán extinto, todavía tiene indicios claros de actividad. Y al ser el edificio que alberga la mayor superficie glaciar del complejo, debe ser vigilado por si se producen nuevas erupciones ya que podrían fundir parcialmente las masas de hielo y generar lahares que afectasen a las poblaciones situadas en sus proximidades y en el valle del Colca.

Asimismo, se interpreta que los vents situados en torno al cráter del Sabancaya se han formado en tiempos históricos aunque se desconoce la fecha exacta ya que en su historia eruptiva reciente se han registrado cinco eventos eruptivos diferentes: 1752, 1784, 1981, 1984 y 1999.

Las coladas de lava son las formas volcánicas más numerosas del Complejo Ampato. La mayoría de los flujos lávicos que se han diferenciado tienen un espesor potente y una longitud kilométrica, rasgos que evidencian que las erupciones han tenido elevadas tasas de emisión. No obstante, en el transcurso del tiempo, el recorrido de los derrames se ha reducido paulatinamente. Esta disminución indica que el volumen de magma capaz de salir a la superficie se ha reducido debido al aumento progresivo de su viscosidad.

El análisis geomorfológico de las coladas de lava y su posición relativa con respecto a las demás formas del relieve han revelado que las más jóvenes han sido expulsadas por el Sabancaya. Tanto la conservación íntegra de las morfologías superficiales de flujo como su posición por encima de cordones morrénicos laterales vinculados con la Máxima Extensión Glaciar (MEG) son, sin duda, evidencias claras de que su génesis se ha producido durante el Holoceno.

Además, la juventud de estas lavas pone de manifiesto que el Ampato es un complejo volcánico en construcción en el que todavía se crean nuevos relieves, aunque la mayoría han sido modelados con frecuencia por los glaciares. Esta interacción entre la actividad volcánica y las masas de hielo también se refleja en los numerosos depósitos de flujos hidrovolcánicos que se conservan en los valles del complejo y en los altiplanos localizados en su entorno.

Aunque los glaciares han erosionado amplias superficies del Complejo, el proceso destructivo que ha tenido una mayor repercusión en la configuración del relieve del Complejo ha sido el colapso parcial del HualcaHualca. Este fenómeno, causado al combinarse la alteración hidrotermal y los eventos sísmicos producidos en el sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, que se localiza en la mitad septentrional del área de estudio, generó una avalancha de escombros en la que súbitamente se movilizó un volumen elevado de material rocoso. Posteriormente, la mayoría de los detritos de la avalancha han sido desmantelados por la acción fluvial o se encuentran sepultados bajo otros productos volcánicos expulsados en erupciones posteriores.

Las huellas que se conservan del colapso volcánico son evidentes. En el flanco norte del HualcaHualca se han diferenciado dos laderas con una fuerte pendiente separadas entre sí



por una depresión que ha sido parcialmente rellenada por coladas de lava y focos de emisión menores como conos de lava, conos de escorias y domos. Del depósito de la avalancha únicamente se han encontrado restos al NW de la localidad de Pinchollo.

Otro elemento del relieve que derivó del colapso volcánico del HualcaHualca han sido los depósitos lacustres. Estas acumulaciones sedimentarias, con una configuración morfológica en graderío, son la herencia de un paleolago que resultó del represamiento del río Colca con los escombros del colapso.

El origen del relieve denudativo es el resultado de una alternancia recurrente de procesos volcánicos y glaciares. Se han encontrado focos de emisión (domos y conos de lava), distribuidos por todo el área de estudio, que muestran una proporción relativamente amplia de su superficie remodelada por la acción glacial. También se incluyeron dentro de esta categoría geomorfológica las coladas de lava de la cara norte del HualcaHualca, que presentan indicios de abrasión glacial en su superficie atribuidas al paso de las masas de hielo Pleistocenas.

De las formas de modelado se han conservado abundantes relieves y depósitos por todo el Complejo. Por su interés paleoclimático se subraya la existencia de un rico y diverso registro morrénico heredado de diferentes fases o pulsaciones glaciares. Incluso hay evidencias que se asocian con episodios fríos más antiguos al Último Gran Avance Glacial. Se trata de cordones morrénicos aislados que se sitúan en el flanco NE del HualcaHualca y que no tienen una conexión aparente con las cabeceras glaciares de las cimas.

Dos cordones morrénicos situados en la cara norte del HualcaHualca, a 3.600 msnm, se asocian con la Máxima Extensión Glacial (MEG) ya que no se han diferenciado otros restos morrénicos a menor altitud. Estos depósitos evidencian que en el momento álgido del MEG, casi todo el Complejo Ampato estuvo cubierto por el hielo.

El acusado descenso de la Línea de Equilibrio Glacial (LEG) hizo posible que se formaran circos glaciares incluso en cotas muy bajas. Un ejemplo es la cara norte del HualcaHualca donde se han delimitado cabeceras glaciares a 3.200 msnm, actualmente inactivas, que reflejan el ambiente frío que reinó durante este evento.

La tendencia se invirtió al concluir el MEG. Desde entonces la LEG comenzó a ascender y los glaciares retrocedieron. No obstante, se produjeron varias interrupciones en este proceso causadas por nuevos descensos térmicos y/o incrementos de la humedad ambiental que dieron lugar a nuevos *reavances* glaciares, aunque su magnitud fue menor a la del MEG.

Los *reavances* glaciares posteriores al MEG construyeron varias decenas de cordones y arcos morrénicos que se distribuyen por todas las vertientes del Complejo. Las morrenas más bajas, situadas a una altura de 4.100 msnm, se formaron en un primer *reavance* que se vincula con un estadio Tardiglacial (RT1). Su envergadura, considerablemente mayor a todas las demás morrenas, manifiesta que los flujos de hielo remodelaron con eficacia el complejo, acarreado volúmenes significativos de material detrítico hasta cotas más bajas. De la potencia de los depósitos se deduce que durante este periodo los glaciares alcanzaron unos 80-100 m de espesor. Este grosor se asocia con una elevada innivación en las cabeceras glaciares debido a un incremento significativo de la humedad ambiental.

La génesis de la generación de morrenas, localizadas entre 4.500 y 5.050 msnm, se ha atribuido a un segundo *reavance* glaciar causado por otra oscilación climática Tardiglacial (RT2). Del tamaño y la altitud mínima de las formas morrénicas se deduce que la magnitud de la expansión del hielo fue más reducida que la del RT1, por lo que su origen pudo ser consecuencia de otro episodio climático húmedo más débil que el asociado con el RT1.

En el Holoceno, los *reavances* glaciares han sido menos significativos. Así lo indican las morrenas que se sitúan en las posiciones más elevadas. En los valles de la cara norte del HualcaHualca se han diferenciado 3 arcos morrénicos sucesivos entre los 5.300 y los 5.050 msnm que se vinculan con eventos Neoglaciares (RN). Se interpreta que estas pulsaciones son una respuesta a nuevos enfriamientos del clima.

El último avance glaciar que se ha registrado en el Complejo Ampato se relaciona con la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Los arcos morrénicos construidos en este periodo frío se localizan a 5.300 msnm, únicamente en las cabeceras glaciares de la cara norte y este del HualcaHualca. Al igual que en el resto del planeta, el origen de este *reavance* se relaciona con un descenso significativo de las temperaturas.

Otras huellas de modelado glaciar que también tienen un gran significado paleoclimático son los lechos rocosos pulidos con estrías y acanaladuras ya que permiten conocer, al datarlos, cuando comenzó a retirarse el hielo. Se ha comprobado su presencia en los valles glaciares del HualcaHualca y se deduce que deben haberse formado en la mayoría de las laderas y depresiones que han sido afectadas por procesos de abrasión y sobreexcavación así como en las formas glaciadas que integran el relieve denudativo.

Actualmente, los circos glaciares activos se localizan exclusivamente en las cimas del HualcaHualca y el Ampato. En estos dos volcanes han sido contabilizadas 20 cabeceras que contienen hielo en su interior. Sin embargo, en el Sabancaya no se ha conservado ningún circo, ya que la mayoría han desaparecido debido a las frecuentes erupciones. Tampoco alberga actualmente glaciares con la excepción de un fragmento de hielo recubierto por cenizas que se encuentra en la cara este del edificio bajo el cráter.

Durante los periodos de ablación de las fases climáticas frías, o en el proceso de deglaciación que se inició después las fases frías Tardiglaciales, se activaron los procesos fluvioglaciares. El resultado geomorfológico de dicha actividad son los kames que se sitúan en las vertientes este y oeste del volcán Ampato. Su génesis ha estado siempre ligada a arcos morrénicos frontales y laterales y se interpreta que por detrás de estas morrenas se formaron lagos en los que se acumularon los sedimentos acarreados por las corrientes fluvioglaciares. La rotura de las morrenas, debido a la presión ejercida por la lámina de agua, vació los lagos y los depósitos quedaron en resalte. Las aguas de fusión dismantelaron parcialmente el paquete sedimentario, conservándose únicamente en las porciones que actualmente constituyen los kames.

El retroceso paulatino de los glaciares del Complejo desde el MEG ha permitido la expansión del piso bioclimático periglacial. Estas condiciones ambientales han sido adecuadas para que se formen glaciares rocosos en las áreas favorables. Proliferan en las laderas de fuerte pendiente que se encuentran bajo escarpes rocosos, desde los que se desprenden abundantes partículas que los alimentan.

Se han identificado 65 glaciares rocosos, por encima de los 4.600 msnm, en las caras norte, este y oeste del HualcaHualca y en las laderas de origen glaciar del altiplano de

Patapampa. El 60% se localizan en laderas orientadas al sur y suroeste y el 40% se han formado en las vertientes noroeste y oeste. Esta distribución, similar a la de los circos glaciares, se asocia con diferencias locales en el ritmo de la deglaciación.

Así, en las áreas escarpadas donde el hielo desapareció más rápido se formaron los glaciares rocosos. Y por este motivo, la mayoría de ellos se localizan en cabeceras donde hubo masas de hielo de menor envergadura al ser las primeras que desaparecieron, debido a su elevada sensibilidad a los cambios térmicos y/o pluviométricos.

Del análisis de las altitudes medias de inicio y de las terminaciones de los glaciares rocosos se establece que la franja del Complejo donde hay permafrost discontinuo se encuentra entre los 4.600 y 5.500 msnm. También se han diferenciado, a partir de sus características geomorfológicas, dos generaciones de glaciares rocosos: una inactiva o relict, entre los ~4.600 y ~5.000 msnm, y otra activa que se sitúa entre los ~5.000 msnm hasta ~5.500 msnm. Este último intervalo altitudinal se considera que es la franja potencial de formación de permafrost. La comparación de estos datos con los obtenidos por Andrés *et al.* (2011) en el complejo Chachani-Nocarane pone de manifiesto que existe un alto grado de correlación entre ambos complejos volcánicos.

En relación a la acción de los procesos fluviales en el Complejo Ampato, se puede afirmar que ha sido mínima. Sin embargo, no fue así al norte del Complejo, donde su capacidad morfogenética ha sido elevada. La evidencia es la génesis del profundo cañón del río Colca. De todos los factores involucrados en su formación se piensa que los más determinantes han sido, por un lado, el intenso levantamiento tectónico al que ha sido sometido el área de estudio, especialmente desde hace 13 Ma, y, por otro, la existencia de una red de fracturas, asociadas también a la fuerte actividad tectónica, a partir de las cuales se ha encajado profundamente la corriente.

Además de la tectónica, se considera que el clima también ha desempeñado un papel importante en la génesis del cañón del Colca. Actualmente el ambiente es árido, pero los diferentes registros paleoclimáticos señalan que han existido periodos húmedos en el pasado. Los datos que más refuerzan esta hipótesis proceden de la evolución del nivel de la lámina de agua de los lagos del altiplano. Según se ha reflejado en diferentes estudios, hay



indicios de varios episodios de desbordamiento en el lago Titicaca y otras áreas lacustres que indican que se han producido varias fases en las cuales el clima ha sido más húmedo que el actual.

También se deduce que los caudales generados en las fases interglaciares han sido importantes a la hora de excavar el cañón. De este modo, se interpreta que la fusión generalizada de los glaciares durante estos periodos, menos húmedos, aportó la cantidad de agua necesaria a la corriente para que continuara su enérgica y eficaz labor erosiva. Otra fuente de agua complementaria debieron ser los deshielos súbitos que se han generado en los volcanes con glaciares al producirse una erupción.

Los relieves de modelado creados en el Complejo Ampato durante el Holoceno han sido fundamentalmente abanicos aluviales, turberas y formas, tanto erosivas como acumulativas, derivadas de la meteorización y el desplazamiento de partículas en las laderas como circos de desprendimientos, circos de deslizamientos, taludes derrubios y conos de derrubios.

Los abanicos aluviales se formaron durante la deglaciación como consecuencia de la fusión del hielo. El agua que se generó en este proceso acarrió las partículas volcánicas de las laderas y las depositó, al reducirse bruscamente la pendiente, en las altiplanicies situadas en el entorno del Complejo.

La génesis de los taludes y conos de derrubios también se asocia con el retroceso de los glaciares. Al quedar libres de hielo, los escarpes rocosos han sido atacados y destruidos por la acción de la gelifracción. Además, se piensa que este proceso periglacial ha sido especialmente eficaz durante los periodos fríos del Holoceno ya que los avances glaciares fueron de menor magnitud y los escarpes se mantuvieron expuestos a unos ciclos de hielo-deshielo más rigurosos que los actuales, lo que dio lugar a una producción más elevada de derrubios.

Tanto los circos de desprendimientos como los de deslizamiento se concentran en el cañón del Colca. Los primeros son consecuencia del encajamiento del río en las coladas de lava.

Y los segundos se formaron por la desestabilización y deslizamiento de los depósitos lacustres también a causa de la incisión de la corriente.

Respecto al modelo de evolución del relieve volcánico del Complejo Ampato, puede decirse que se ha logrado deducir, a partir del análisis geomorfológico, una sucesión de etapas espacio-temporales coherentes y completas. Dicha secuencia pone de manifiesto que, de los 3 estratovolcanes del complejo, el HualcaHualca fue el primero en desarrollarse. Su construcción, compleja y dilatada, se ha producido en 8 fases volcánicas. En 7 de ellas han predominado erupciones efusivas, mixtas o una combinación de ambas. Y tan solo 1 fase ha sido exclusivamente de carácter destructivo.

La primera fase de construcción del HualcaHualca se inició entre el Plioceno y el Pleistoceno Inferior. Se caracterizó por la combinación de una serie de episodios eruptivos efusivos y mixtos que elevaron al edificio rápidamente hasta los 6.000 msnm. Y en la última fase, también constructiva, la erupción implicada fue exclusivamente efusiva. Tuvo lugar después de la Pequeña Edad del Hielo (PEH) y el volumen de material emitido, comparado con el de las fases anteriores, se redujo considerablemente como consecuencia del excesivo crecimiento del estratovolcán. Como esta erupción ha sido reciente, se interpreta que el HualcaHualca es un volcán activo aunque actualmente se encuentra en estado de quietud.

No obstante, aunque cuantitativamente en el HualcaHualca han prevalecido las fases eruptivas efusivas y mixtas, los efectos del deslizamiento volcánico lateral del flanco norte del volcán, correspondiente a la fase destructiva, fueron muy importantes tanto en su evolución geomorfológica como en la del entorno. Por un lado, este proceso erosivo transformó por completo la configuración inicial del relieve del volcán con la génesis de una amplia caldera y, por otro, provocó un cambio abrupto en la dinámica del río Colca, al represarlo y formar un gran lago, río arriba.

El siguiente edificio en formarse fue el Ampato. Sus cimientos se asientan sobre la base del flanco sur del HualcaHualca. Sin embargo, el salto cronológico entre el inicio de la construcción del Ampato y el del HualcaHualca no ha sido muy marcado, pues se ha deducido que varias fases eruptivas de ambos edificios se produjeron simultáneamente o

que la diferencia temporal entre ellas no fue significativa. En este sentido, ahora que se cuenta con fases volcánicas bien definidas, sería interesante que en el futuro se desarrollaran dataciones absolutas para conocer sus edades con mayor precisión.

Durante el desarrollo del Ampato, los eventos eruptivos han sido efusivos y mixtos, pues las 7 fases volcánicas identificadas tuvieron ese carácter. Solamente al final de la fase I se desencadenó un episodio explosivo significativo que causó la destrucción parcial del edificio Ampato 1. Pero el elevado aporte de material volcánico en las fases posteriores hizo que se formaran otros 5 edificios poligenéticos superpuestos que han permitido al Ampato elevarse hasta los 6.288 msnm y así alcanzar el punto máximo de crecimiento de todo el Complejo.

Sin embargo, a pesar de que el Ampato es un estratovolcán más joven que el HualcaHualca, no se han encontrado relieves frescos que puedan relacionarse con eventos eruptivos recientes. En mayor o menor grado, gran parte de las formas del relieve han sido modeladas por los glaciares, lo que indica que el Ampato ha permanecido inactivo, al menos, desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG).

En cambio el Sabancaya es, sin duda, el estratovolcán más joven del Complejo Ampato. El análisis geomorfológico pone de manifiesto que la mayoría de los relieves asociados a este edificio se han formado durante erupciones posteriores a la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Las evidencias que han revelado este hecho son la ausencia, por completo, de huellas de erosión en dichos relieves.

Además, muchos de ellos, como las coladas de lava más externas de la vertiente este del volcán, se asientan sobre cordones morrénicos relacionados con eventos Tardiglaciares y en el seno de valles glaciares que han sido excavados por los glaciares durante esas épocas frías. Este último hecho demuestra claramente que la mayor parte del edificio se ha construido con posterioridad al último ciclo glaciar. Otro aspecto relevante del Sabancaya es que se trata de un volcán activo, ya no solo por la juventud del relieve, sino porque en la historia reciente se han registrado numerosas erupciones. El último evento eruptivo del que se tiene conocimiento se produjo en las décadas de los ochenta y noventa del s. XX.

En cuanto a la evaluación del método empleado, hay que señalar que la cartografía geomorfológica es una técnica tradicional ampliamente reconocida en Geomorfología. Tal vez durante los últimos años su aplicación ha pasado a un segundo plano debido a la introducción de nuevas técnicas, pero no por ello ha dejado de ser una herramienta fundamental para estudiar el relieve de un territorio. El presente trabajo pone de manifiesto su enorme utilidad, ya que sin su elaboración no se habrían podido cumplir los objetivos propuestos en la investigación.

Por lo tanto, el procedimiento metodológico que se ha desarrollado en esta investigación se considera que es válido para estudiar el relieve del territorio y establecer un modelo coherente sobre su evolución. Además se trata de un trabajo pionero, ya que hasta ahora no se había elaborado una cartografía geomorfológica detallada de un centro volcánico de los Andes centrales en la que se haya utilizado el criterio cartográfico de la International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) de Holanda.

No obstante, durante la aplicación práctica del método han surgido algunos problemas, relacionados en su mayoría con la calidad y cantidad de información cartográfica disponible. El único mapa topográfico que existe es el 1:100.000, escala que se ha considerado insuficiente para que fuese utilizada como cartografía base. Este déficit de calidad se ha resuelto llevando a cabo las ampliaciones necesarias en la escala con el fin de poder delimitar y representar las formas del relieve sobre esta base topográfica.

Otra limitación en la investigación ha sido la escasez de fotografías aéreas. Hasta ahora solo están disponibles las del vuelo americano de 1956, lo que ha impedido conocer cuál ha sido la evolución reciente del relieve del Complejo y su estado actual. La existencia de fotografías aéreas de diferentes fechas habría permitido evaluar los posibles efectos de la deglaciación en las formas del relieve, conocer los cambios que hayan experimentado las diferentes geoformas identificadas, como los domos del Sabancaya, o diferenciar las áreas que han tenido un mayor dinamismo. Todos estos aspectos pueden ser importantes sobre todo a la hora de desarrollar estudios sobre el peligro y el riesgo volcánico.

La inaccesibilidad del complejo también ha influido en la investigación, al impedir que se haya podido verificar en el campo varios sectores de la cartografía geomorfológica. Para



solucionar esta cuestión se han analizado rigurosamente todas las fuentes de información disponibles (fotos oblicuas, imágenes de satélite etc.), aunque esto no significa que se hayan podido cometer imprecisiones en la delimitación de las formas del relieve o en su identificación.

Por último, en la reconstrucción de la historia volcánica que se plantea en el modelo del Complejo Ampato se considera que habría que introducir un mayor número de datos geocronológicos en el futuro. En este trabajo se han utilizado las dataciones que han sido publicadas en otras investigaciones, pero su número es escaso y en su mayoría se trata de edades mínimas.

A partir de ahora sería más sencillo incrementar su número, ya que se pueden seleccionar con más precisión las áreas de mayor interés al tomar como referencia la cartografía geomorfológica detallada y el perfil topogeomorfológico. De esta forma se podría establecer un modelo evolutivo del relieve más completo y, también, se lograría reducir la incertidumbre que puede existir en la edad de algunos relieves, *a priori* jóvenes por su morfología fresca, aunque podrían ser más antiguos de lo que parece al haberse conservado óptimamente bajo un clima que ha sido árido durante miles de años.

## **CAPÍTULO 4. LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO.**

### **4.1. Introducción.**

El interés de la comunidad científica por la evolución de los glaciares centroandinos se ha incrementado sustancialmente durante las últimas décadas, debido a su elevada sensibilidad frente a las fluctuaciones climáticas. Por este motivo, los datos derivados de su estudio son muy expresivos y pueden ayudar a descifrar las causas del cambio climático actual o contribuir en el desarrollo de escenarios climáticos futuros más precisos (Mark, 2008; Vuille *et al.*, 2008).

Sin embargo, el nivel de conocimiento sobre la dinámica antigua y reciente de los glaciares es escaso en la Cordillera Occidental Centroandina, donde tan solo se han desarrollado estudios de detalle en los nevados Coropuna y SaraSara (Dornbusch, 2002; Úbeda, 2011; Bromley, 2011), e incluso inexistente en numerosas áreas de los Andes centrales. Uno de los sectores sin estudiar es precisamente el Complejo Ampato, a pesar de que posee un rico registro de formaciones morrénicas en sus laderas y que todavía alberga glaciares en sus cumbres

En este capítulo, se desarrolla una línea de trabajo a partir de la cual se obtienen datos de parámetros espaciales y paleoambientales de los glaciares del Complejo Ampato, así como cronologías de sus avances y retrocesos, cuya integración e interpretación permite plantear una hipótesis coherente de su evolución. Asimismo, estos resultados se utilizarán para conocer con más profundidad como se ha producido la interrelación entre los glaciares y el vulcanismo. Este análisis puede contribuir a mejorar el nivel de conocimiento de la historia del clima de los Andes centrales, aspecto que es clave para estimar su tendencia en el futuro.

En líneas generales, la metodología que se ha aplicado consiste en reconstruir la superficie, volumen y altitud mínima de los paleoglaciares y glaciares del Complejo Ampato y analizar sus cambios en el tiempo. Después, deducir las condiciones ambientales y su dinámica a través del cálculo de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG). Y por último,

asignar una edad, siempre que sea posible, tanto a las pulsaciones glaciares como al inicio de la deglaciación, dado que se trata de un complejo volcánico extenso y remoto. Para ello, la técnica de datación que se eligió consiste en el análisis de la producción del isótopo  $^{36}\text{Cl}$  en superficies modeladas por los glaciares expuestas a la radiación cósmica: formaciones morrénicas y umbrales rocosos con pulimiento glaciario.

Además, todos los resultados obtenidos se compararán con los datos correspondientes a otras áreas glaciadas de la cordillera centroandina, tanto próximas al Complejo como alejadas y con un régimen climático diferente. Así, se diagnosticará cual ha sido el comportamiento de los glaciares desde el último ciclo glacial hasta la actualidad, lo que permitirá establecer pautas generales o detectar posibles peculiaridades en la evolución del sistema glaciario y climático a escala local (el Ampato) y regional (Andes Centrales).

Y, por último, se evaluará si la edad de la Máxima Extensión Glaciario (MEG) del Complejo queda incluida en el intervalo cronológico asignado al Último Máximo Glaciario (UMG). Asimismo, se pretende saber si las fechas de los *reavances* glaciares detectados son coherentes con las de los enfriamientos climáticos post-glaciares globales, como el *Younger Dryas*; y si el inicio de la deglaciación del Ampato es contemporánea o asincrónica con respecto al resto de los Andes Centrales.

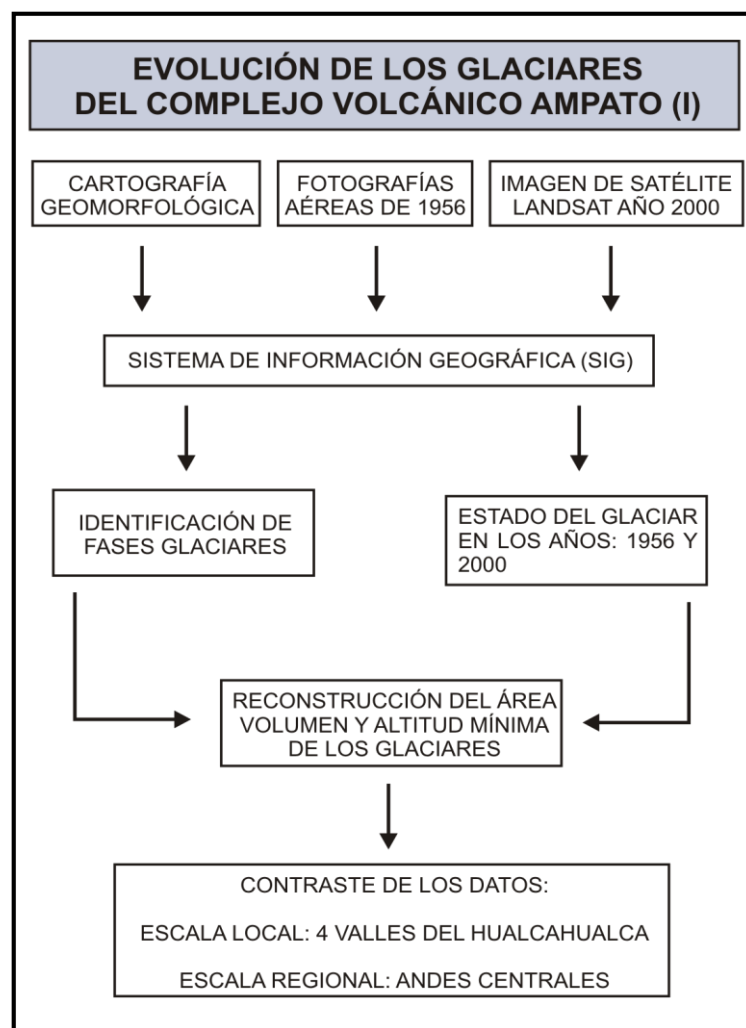
## **4.2. Evolución espacial de los glaciares: delimitación y cálculo de la superficie, volumen y altitud mínima.**

### **4.2.1. Metodología.**

La reconstrucción de la superficie, volumen y altitud mínima de los glaciares del Complejo Ampato se realizó con detalle en una serie de valles, debido al desigual desarrollo del glaciario en cada uno de los 3 estratovolcanes que forman dicho Complejo y porque en muchas áreas, como el Sabancaya, los productos volcánicos emitidos durante las erupciones han destruido o sepultado el registro morrénico.

Para seleccionar los valles, en primer lugar se examinó la cartografía geomorfológica, ya que en ella se han representado todas las formas del relieve reconocidas de origen glaciar. En dicha evaluación se tuvo en cuenta la riqueza de formas morrénicas, especialmente de arcos frontales y cordones laterales, pues cuanto mayor sea su número se pueden deducir más fases glaciares, y por lo tanto la reconstrucción de la dinámica histórica de las masas de hielo resulta más detallada.

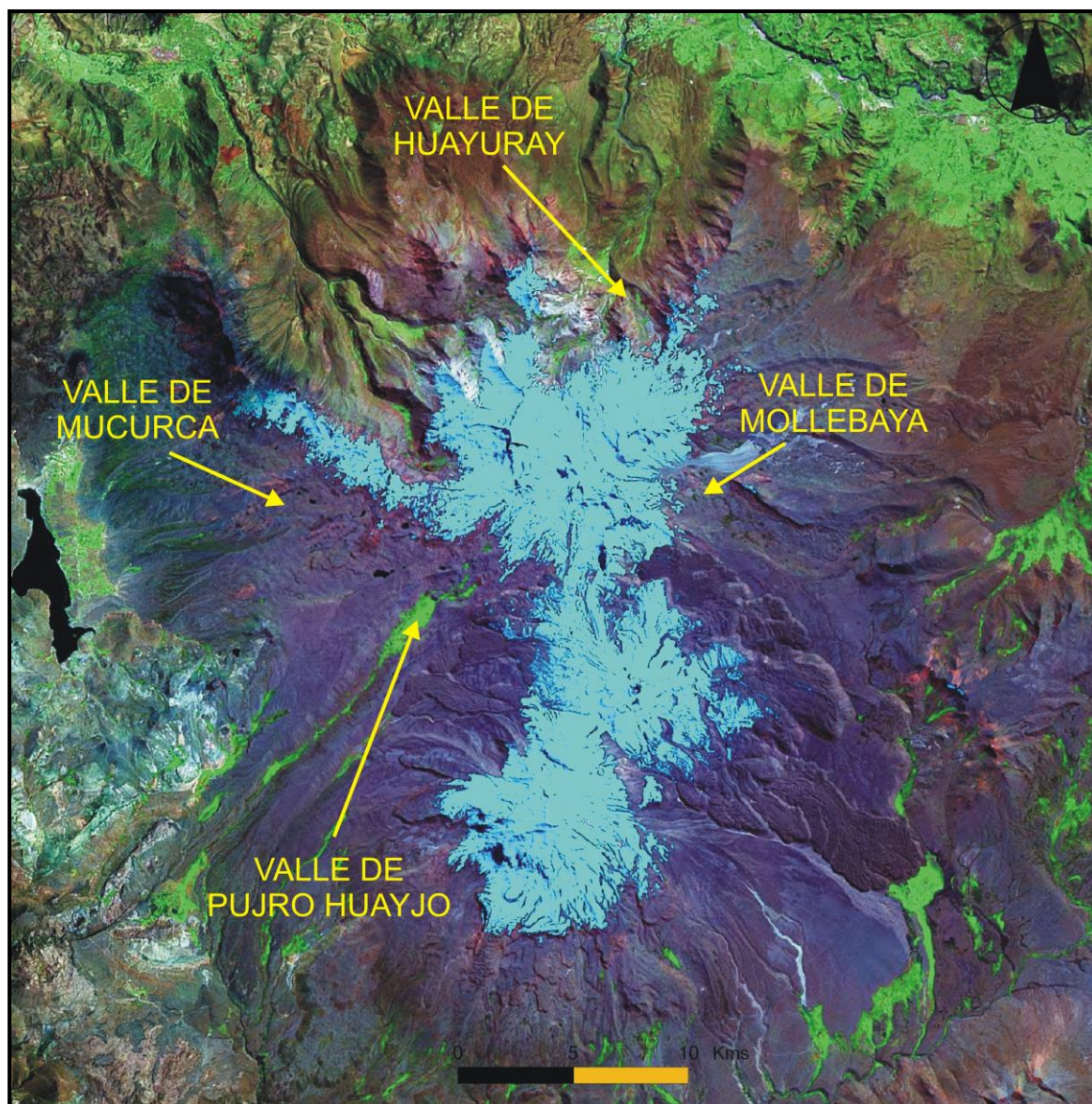
También se valoró que las morrenas tuviesen un buen estado de conservación, para así obtener estimaciones más precisas de los parámetros espaciales de los paleoglaciares. Además se seleccionaron valles que en sus cabeceras todavía existan masas de hielo, para poder analizar también su evolución reciente y así establecer su tendencia desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el presente (Fig. 155).



**Fig. 155.** Esquema metodológico desarrollado para reconstruir la evolución de la superficie, el volumen y la altitud mínima de los glaciares del Complejo Ampato.



La aplicación de los criterios anteriores dio como resultado la selección de 4 valles, que se localizan en el HualcaHualca, precisamente el estratovolcán del Complejo más glaciado: Huayuray (vertiente norte), Pujro Huayjo (vertiente suroeste), Mollebaya (vertiente este) y Mucurca (vertiente oeste) (Fig. 156).



**Fig. 156.** Localización de los valles seleccionados en el estratovolcán HualcaHualca para determinar la evolución espacio-temporal de los glaciares.

Después, en los 4 valles glaciares elegidos del HualcaHualca se dedujeron fases glaciares relativas comunes a partir del análisis de las características geomorfológicas y de la altitud de las formaciones morrénicas. De este modo, se pudo reconstruir tanto el estado del paleoglaciar en cada periodo como su evolución espacio-temporal. Así, los complejos

morrénicos frontales y laterales de gran entidad que se sitúan entre los 3.650 y 4.100 m de altitud, que son los más alejados de los frentes glaciares actuales, se asocian con la Máxima Extensión Glaciar (MEG) del HualcaHualca. Estos restos morrénicos son muy significativos porque indican el límite de la expansión glaciar de mayores proporciones conocida que se ha producido en el Complejo Ampato, cuya edad podría ser contemporánea al Último Máximo Glacial (UMG).

A una mayor altitud que las morrenas ligadas al MEG, entre los 4.100 y 5.050 msnm, hay una secuencia de complejos morrénicos sin huellas de erosión que se encuentran separados entre sí por varios metros de distancia. Su génesis se vincula con *reavances* o fases de estabilización Tardiglaciares de los paleoglaciares.

Existen morrenas más elevadas, situadas por encima de los 5.050 msnm, que son de escasa entidad y tienen un excelente estado de conservación. Su posición, muy próximas a los frentes glaciares actuales, permite relacionarlas con pulsaciones recientes. Lo más probable es que hayan sido generadas durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), porque éste es el último periodo frío moderno significativo.

Una vez se identificaron todas las fases glaciares relativas en cada valle, el siguiente paso fue reconstruir los parámetros espaciales de los paleoglaciares. Para realizar esta labor se utilizó un Sistema de Información Geográfica (SIG), concretamente *Arcgis* 9.3, debido a su elevada capacidad cartográfica y de cálculo. Así, desde este software, en primer lugar se importó la cartografía geomorfológica, ya referenciada.

Después, se trazaron los límites de los paleoglaciares para cada pulsación glaciar establecida. En este proceso, los arcos morrénicos se utilizaron de referencia para dibujar el límite máximo del avance glaciar, mientras que los cordones morrénicos indicaron cual fue su extensión lateral. Aunque, si en una fase no se han conservado los arcos morrénicos, al haber sido desmantelados por las aguas de fusión durante el proceso de deglaciación, el límite máximo del paleoglaciar se reconstruyó, de forma aproximada, al unir los extremos inferiores de las morrenas laterales.

La delimitación del área de los glaciares en las fechas históricas recientes se basó en la interpretación de las fotografías aéreas del único vuelo existente, el de 1955 (Instituto Geográfico de Perú), y el análisis de una imagen de satélite Landsat 7 del año 2000.

En las fotografías aéreas del año 1955 se realizó una fotointerpretación convencional, utilizando un estereoscopio, con objeto de cartografiar el glaciar con la mayor precisión posible. Pero esta labor resultó complicada, ya que una parte de su superficie estaba cubierta por la nieve. Un criterio para distinguir el hielo del manto nival consistió en la búsqueda de grietas (crevasses, rimayas etc.), que indicasen la presencia del glaciar.

Otro indicio que también ayudó a diferenciarlos fue la tonalidad. En la foto aérea se observó que los glaciares tienen un color grisáceo que contrasta con el tono blanquecino característico de la capa de nieve. Después, los límites de los glaciares establecidos en la fotointerpretación se digitalizaron en el SIG, trazándolos sobre la ortofotografía aérea proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional de Perú (IGN).

Para determinar el estado del glaciar en el año 2000, se utilizó la imagen de satélite Landsat del año 2000 correspondiente a la estación seca (noviembre), periodo en que el manto nival se encuentra en su mínimo anual. En su análisis se emplearon los métodos desarrollados por Dozier y Klein (en Klein *et al.*, 1998), para así obtener una cartografía del glaciar coherente, precisa y objetiva.

Según estos procedimientos, primero se recortó la imagen de satélite en el *software Erdas 9.3* y se obtuvo una nueva capa con el sector de interés. Después, ya en Arcgis, se hicieron varias operaciones con las bandas 2 (visible) y 5 (infrarrojo), a partir de las cuales se logró una clasificación uniforme basada en la reflectancia de cada celdilla. De este modo, por un lado se agruparon los píxeles que tenían un valor numérico equivalente a la nieve, y por otro, a los del hielo glaciar. A continuación se exponen los pasos realizados con detalle:

1. Diferencia entre la banda 2 y la banda 5 ( $TM2 - TM5$ ).
2. Suma de la banda 2 y la banda 5 ( $TM2 + TM5$ ).
3. Cociente de la diferencia entre la banda 2 y la banda 5 y la suma de la banda 2 y la banda 5:  $(TM2 - TM5) / (TM2 + TM5)$ .

El resultado de todo el proceso anterior fue una nueva capa *raster* donde se diferenciaron, con un alto nivel de precisión, tanto la superficie ocupada por los glaciares como la del manto nival. Posteriormente, el valor total de la superficie de los glaciares del año 2000 se calculó con la herramienta *Raster Calculator* de *Arcgis* 8.3 al multiplicarse el área del píxel por el número total de píxeles que tuviesen la misma reflectancia.

El área del glaciar de las demás fases analizadas se calculó mediante la extensión Xtools de *Arcgis*. Esta herramienta generó automáticamente un campo con el valor de la superficie en m<sup>2</sup>, que después se incorporó a la tabla estadística donde se encuentran los datos de los demás parámetros espaciales del glaciar.

Además, todos los datos de superficie se utilizaron para obtener el volumen medio del hielo de todas las fases a partir de la siguiente fórmula, también propuesta por Klein, et al., 1998:

$$V = c \cdot A \cdot b \quad (3)$$

Dónde (3): V es el volumen; A es la superficie del glaciar; c = 0,048 (constante empírica) y b = 1,36 (factor de escala).

La altitud mínima del frente glaciar se obtuvo, siempre que estén presentes, de los arcos morrénicos frontales, pues éstos marcan con precisión hasta donde llegó su avance. Pero si estas morfologías han desaparecido o directamente no se formaron, dicha cota se dedujo a partir de los cordones morrénicos laterales.

Aunque, a priori, los datos de altitud mínima extraídos de los cordones morrénicos son menos precisos que los procedentes de los arcos, sin embargo se los considera válidos puesto que la mayoría de las morrenas laterales poseen un buen estado de conservación debido a la aridez del clima. Y para las fechas recientes (1955 y 2000), la altitud mínima del frente glaciar se midió directamente al superponer el punto más bajo de la lengua de hielo con la topografía.

Por último, todos los datos de la superficie, volumen y la altitud mínima de los glaciares fueron clasificados cronológicamente en las tablas estadísticas asociadas a las capas *SHP* de *Arcgis*. A continuación, estas bases de datos se exportaron al *software Microsoft Excel*,



donde se crearon gráficos en los que se representó su tendencia desde el MEG hasta el año 2000.

#### 4.2.2. Resultados.

Los resultados obtenidos de la evolución espacio-temporal de la superficie, volumen y altitud mínima de los glaciares en los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca se exponen a continuación:

- *Valle de Huayuray.*

Huayuray es un valle de origen glaciar que se localiza en la cara norte del HualcaHualca. Tiene una longitud de 12 km y su cabecera está formada por 2 circos glaciares de grandes dimensiones. En el tramo alto de esta quebrada son abundantes las cubetas de sobreexcavación y umbrales rocosos, y entre los 5.000 y 3.650 msnm se conservan numerosas formas morrénicas.

La mayoría de ellas son de gran entidad y presentan un buen estado de conservación. Su existencia manifiesta que el paleoglaciar de Huayuray experimentó varias fases de avance y estabilización como consecuencia de las frecuentes fluctuaciones climáticas del Cuaternario. Actualmente, la masa de hielo se encuentra recluida en el interior de los circos glaciares (Fig. 157; 158; 159; 160; 161).

Los cordones morrénicos laterales situados a 3.650 msnm son los más alejados de los frentes glaciares actuales, y por esta razón se los asocia con el Último Máximo Glacial (UMG). A partir de ellos, se estima que el flujo de hielo de Huayuray cubrió, durante esta expansión, un área de  $\sim 22,5 \text{ km}^2$  y que su volumen alcanzó  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$ .

Desde su máximo avance, el glaciar de Huayuray comenzó a retroceder aunque este proceso se interrumpió al menos dos veces, porque la masa de hielo volvió a experimentar pulsaciones positivas pero de menor entidad que el UMG. Este comportamiento se deduce de dos generaciones de formaciones morrénicas localizadas entre los 3.650 y 4.100, por detrás de las del UMG.

Durante la primera fase, identificada como Tardiglacial Huayuray 1, se calcula que el área de la masa de hielo se redujo un 19% respecto al UMG, lo que significa un retroceso de  $\sim 4,5 \text{ km}^2$ . Su espesor también sufrió pérdidas, estimadas en  $\sim 0,3 \text{ hm}^3$ , y el frente del glaciar se elevó  $\sim 500 \text{ m}$ .

En la siguiente fase post-MEG, denominada Tardiglacial Huayuray 2, el paleoglacial tuvo un estado semejante que en el Tardiglacial Huayuray 1. Entre ambas etapas, se estima que la superficie de la masa de hielo tan solo disminuyó un 3%; porcentaje que equivale a una reducción de  $\sim 0,5 \text{ km}^2$ . Tampoco se produjeron cambios importantes en el volumen del paleoglacial, calculándose un retroceso de  $\sim 0,4 \text{ hm}^3$ , mientras que su frente únicamente ascendió  $\sim 75 \text{ m}$ .

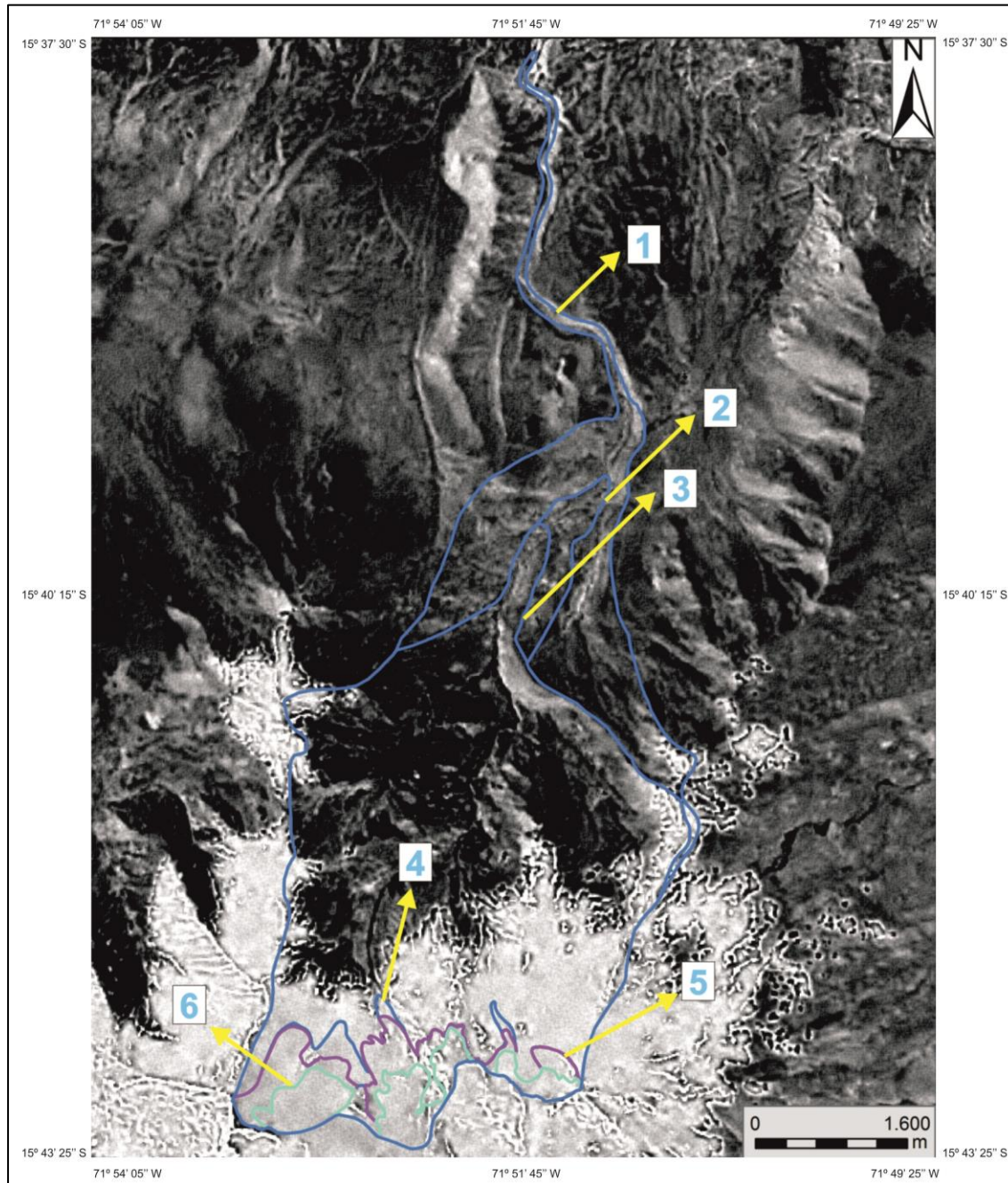
FASES GLACIARES	ÁREA ( $\text{Km}^2$ )	CAMBIO ÁREA (%)	ALTITUD (msnm)	VOL. ( $\text{hm}^3$ )
MEG	22,7	-	3650	1,5
TARDIGLACIAR 1	18,3	19	4150	1,2
TARDIGLACIAR 2	17,7	22	4225	1,1
PEH	2,4	89	5400	0,16
1955	2,2	90	5500	0,15
2000	1,2	95	5800	0,08

**Fig. 157.** Síntesis estadística de la evolución espacial del glaciar del valle de Huayuray. El cambio de área (%) representa el porcentaje de hielo que se ha perdido desde que el glaciar alcanzó su máxima Extensión (MEG), la altitud (msnm) indica la posición del frente de la lengua y el Vol. ( $\text{hm}^3$ ) su progresivo adelgazamiento.

Las morrenas que se sitúan a 5.400 msnm constituyen el vestigio más reciente de un *reavance* de la masa de hielo del valle de Huayuray. Se asocian con la Pequeña Edad del Hielo (PEH), ya que están localizadas en torno a los frentes glaciares actuales. Durante esta fase, el glaciar avanzó mínimamente y las diferencias de todos los parámetros calculados del glaciar con los de la pulsación precedente se agudizaron: el área de la masa de hielo se contrajo un 85%, lo que representa una reducción de  $\sim 15 \text{ km}^2$ ; el volumen de hielo disminuyó  $\sim 1,35 \text{ hm}^3$ , y su frente se elevó  $\sim 1.750 \text{ m}$ .

Ya a partir de la PEH no se registraron más *reavances* y la masa de hielo entra en una dinámica negativa continua. En el periodo comprendido entre la PEH y el año 1955, su área retrocedió un 10%, lo que equivale a una reducción de  $\sim 0,25 \text{ km}^2$ . Su espesor también

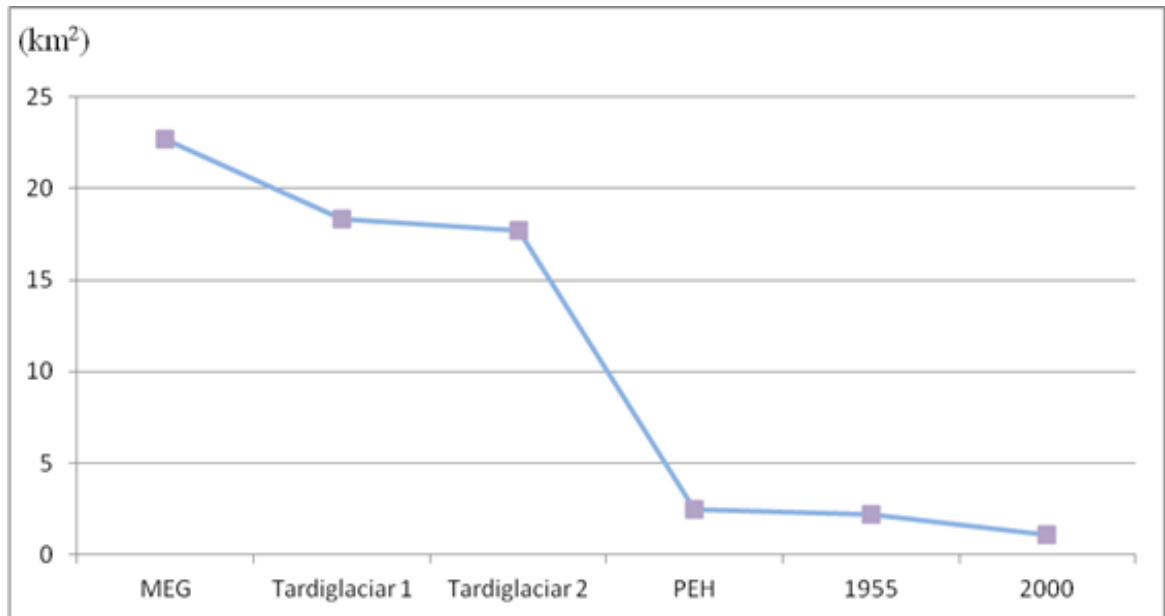
experimentó ligeras pérdidas, con un descenso de  $\sim 0,01 \text{ hm}^3$ , y la posición del frente ascendió  $\sim 100 \text{ m}$ .



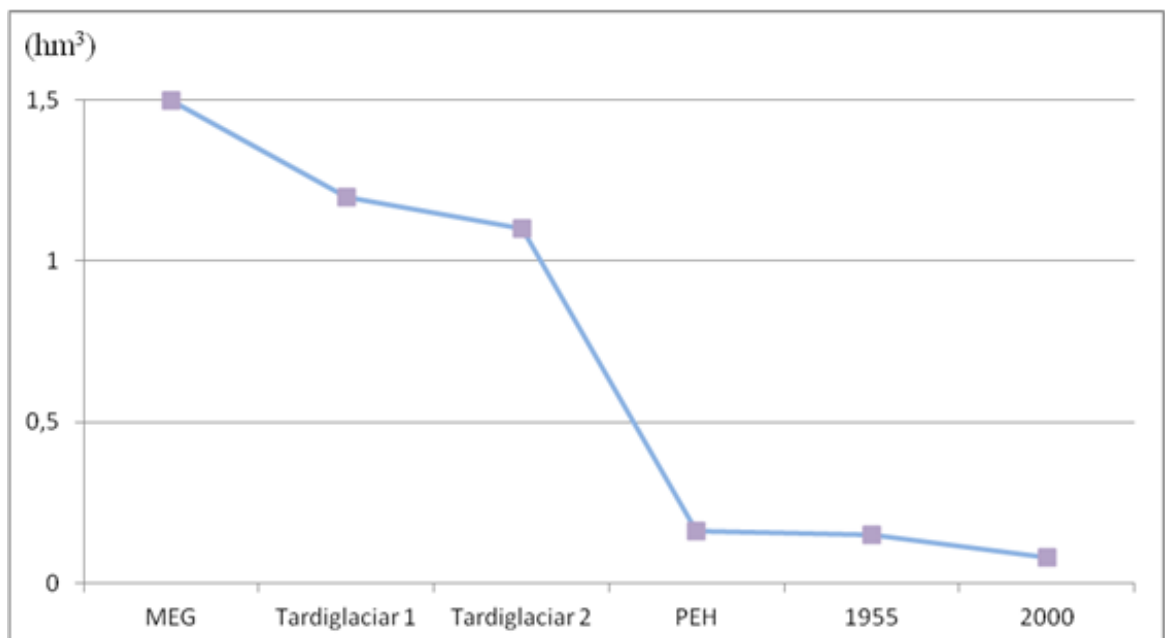
**Fig. 158.** Fases glaciares identificadas en el valle de Huayuray: 1. Máxima Extensión del Glaciar (MEG); 2. Tardiglacial Huayuray 1; 3. Tardiglacial Huayuray 2; 4. Pequeña Edad del Hielo (PEH). 5. Año 1955. 6. Año 2000.

Sin embargo, entre los años 1955 y 2000, el glaciar registra un retroceso mucho más drástico. Su superficie se redujo un 50%, es decir, que en 44 años sufrió una pérdida de  $\sim 1,0 \text{ km}^2$ . Este aumento del ritmo de deglaciación también se refleja en su volumen, con un

descenso del 50% respecto a 1955, y en la altitud mínima del frente glaciar que se elevó ~ 300 m, cifra que triplica el ascenso que existió entre la PEH y 1955.

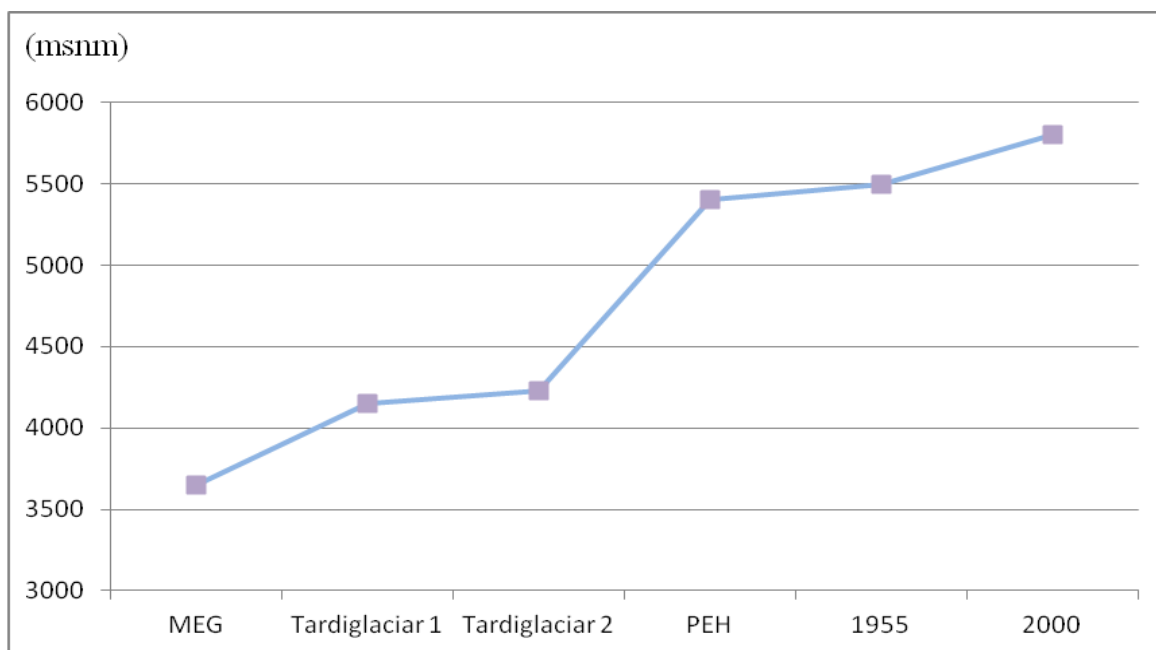


**Fig. 159.** Evolución de la superficie del glaciar de Huayuray desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el año 2000.



**Fig. 160.** Tendencia del volumen del glaciar de Huayuray desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el año 2000.





**Fig. 161.** Evolución de la altitud mínima del glaciar de Huayuray desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) al año 2000.

- *Valle de Pujro Huayjo.*

El valle de Pujro Huayjo está situado en la vertiente SW del HualcaHualca. Su longitud supera ligeramente los 16 km y tiene una anchura máxima de 1,3 km. La cabecera, formada por un amplio circo glaciar, actualmente alberga una masa de hielo de escasa entidad. Y su fondo, excavado por el glaciar durante el Pleistoceno, se caracteriza por presentar una topografía suavemente escalonada debido a la alternancia de cubetas poco profundas y umbrales rocosos.

En las proximidades de las paredes del circo glaciar y a 2 km de distancia de la línea de cumbres, se formaron 2 bocas eruptivas que emitieron lavas de escasa entidad. Su génesis, muy reciente puesto que no poseen huellas de modelado, se atribuye a un episodio eruptivo probablemente posterior a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que estuvo implicado en la degradación reciente del glaciar.

En la cabecera de Pujro Huayjo no hay restos morrénicos que evidencien actividad glaciar reciente, aunque por debajo de los 5.000 msnm ya son abundantes. De hecho, en este valle se encuentran los cordones morrénicos de mayor entidad de todo el Complejo Ampato. Se asocian con el Máxima Extensión Glaciar (MEG) y se sitúan en el sector más externo del

valle. Su existencia refleja que la masa de hielo tuvo una elevada capacidad para penetrar en el regolito del sustrato y evacuar elevados volúmenes de material detrítico desde la cabecera hasta la parte baja de la quebrada.

Esa generación de morrenas, asociadas con el Último Gran Avance del glaciar de Pujro Huayjo por ser los depósitos glaciares más alejados de los frentes glaciares actuales, indican que la masa de hielo se extendió por un área de  $\sim 24 \text{ km}^2$ . Además, se estima que su volumen fue de  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$  y que su frente avanzó hasta los  $\sim 4.300 \text{ msnm}$  (Fig. 162; 163; 164; 165; 166).

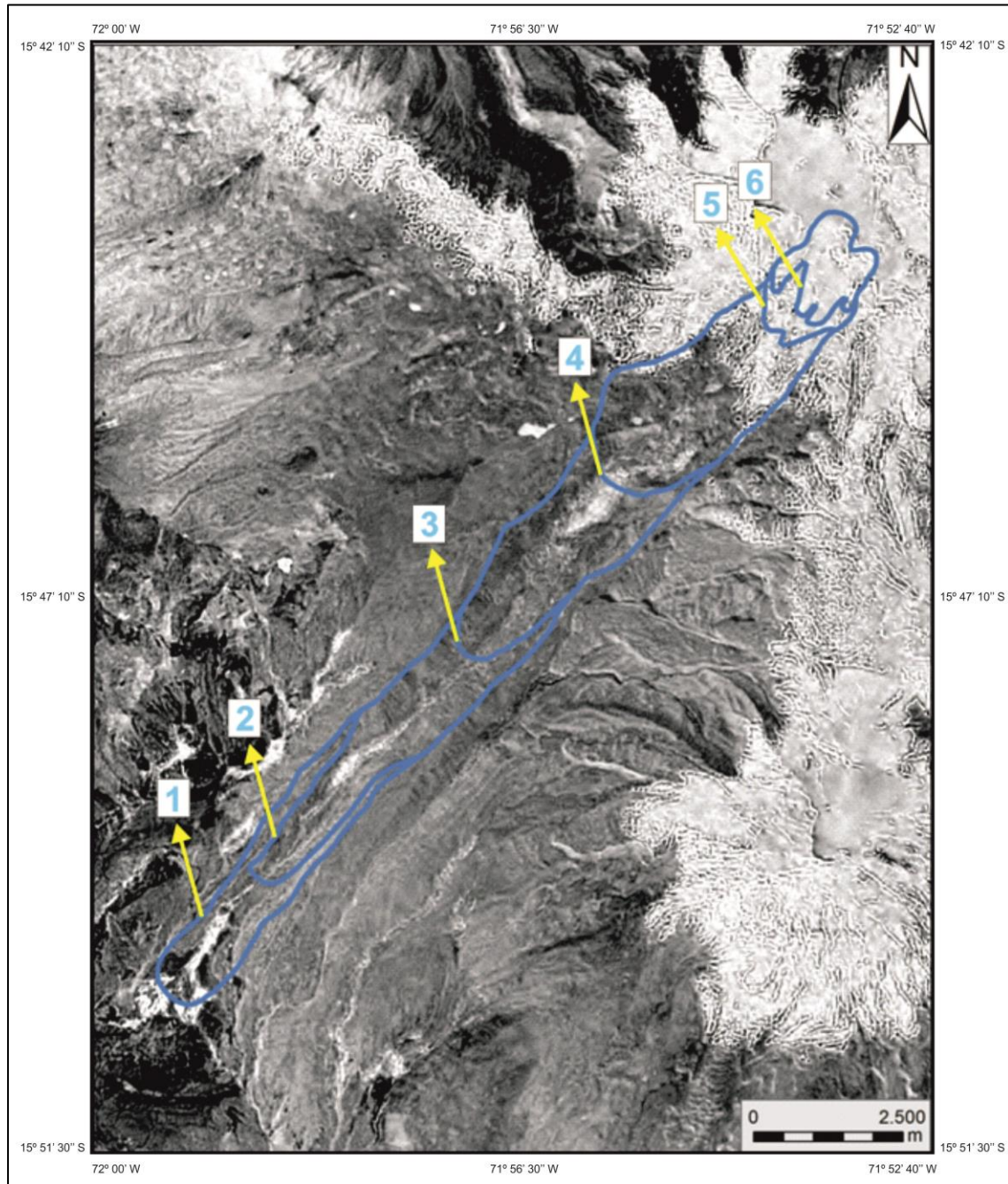
Después, el glaciar experimentó *reavances*, aunque su entidad fue inferior a la del MEG, tal y como lo evidencian los restos morrénicos situados entre los  $4.400$  y  $5.780 \text{ msnm}$ . En la primera de estas fases, reconocida como Tardiglacial Pujro 1, se calcula que su extensión, comparada con la del MEG, se redujo un 15%, es decir  $\sim 4 \text{ km}^2$ , el volumen disminuyó  $\sim 0,2 \text{ hm}^3$  y que el frente del hielo se elevó  $\sim 100 \text{ m}$ . Esta tendencia continuó en la siguiente fase, identificada como Tardiglacial Pujro 2, pues la superficie del glaciar se contrajo unos  $\sim 5 \text{ km}^2$  respecto del Tardiglacial Pujro 1. Asimismo, entre ambos periodos, el espesor disminuyó  $\sim 0,4 \text{ hm}^3$  y la altitud del frente glaciar se elevó  $150 \text{ m}$ .

FASES GLACIARES	ÁREA ( $\text{Km}^2$ )	CAMBIO ÁREA (%)	ALTITUD (msnm)	VOL. ( $\text{hm}^3$ )
MEG	23,8	-	4300	1,5
TARDIGLACIAR 1	20	15	4400	1,3
TARDIGLACIAR 2	15	37	4550	0,9
TARDIGLACIAR 3	9,4	60	4780	0,6
1955	2,6	89	5280	0,15
2000	1,8	92,5	5430	0,1

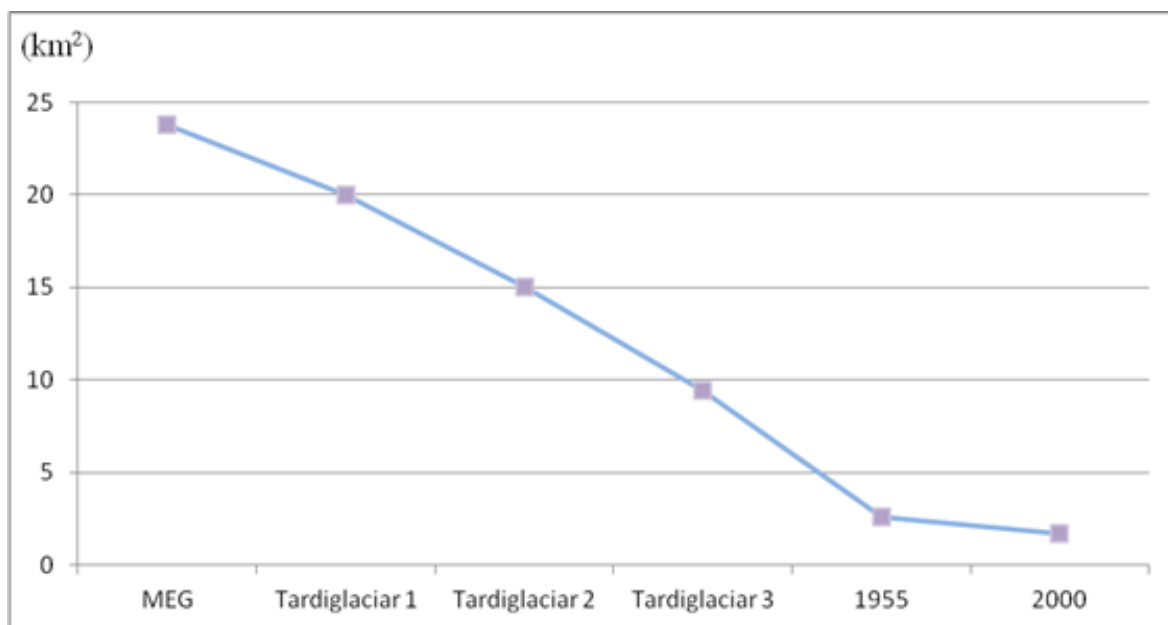
**Fig. 162.** Evolución del área, retroceso del hielo desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG), altitud mínima y volumen del glaciar del valle de Pujro Huayjo.

Sin embargo, los cambios espaciales más drásticos en la masa de hielo se produjeron entre las fases Tardiglaciares Pujro 2 y Pujro 3, pues se estima que su superficie disminuyó un 25%, lo que se traduce en una pérdida de  $\sim 5 \text{ km}^2$ . Además, su volumen experimentó una contracción de  $\sim 0,3 \text{ hm}^3$  y la posición del frente del glaciar ascendió  $\sim 1.230 \text{ m}$ . Las morrenas asociadas con la fase Tardiglacial Pujro 3 son los depósitos glaciares más elevados del valle de Pujro Huayjo, lo que significa que no hay más indicios geomorfológicos que indiquen pulsaciones positivas recientes del glaciar, ni si quiera

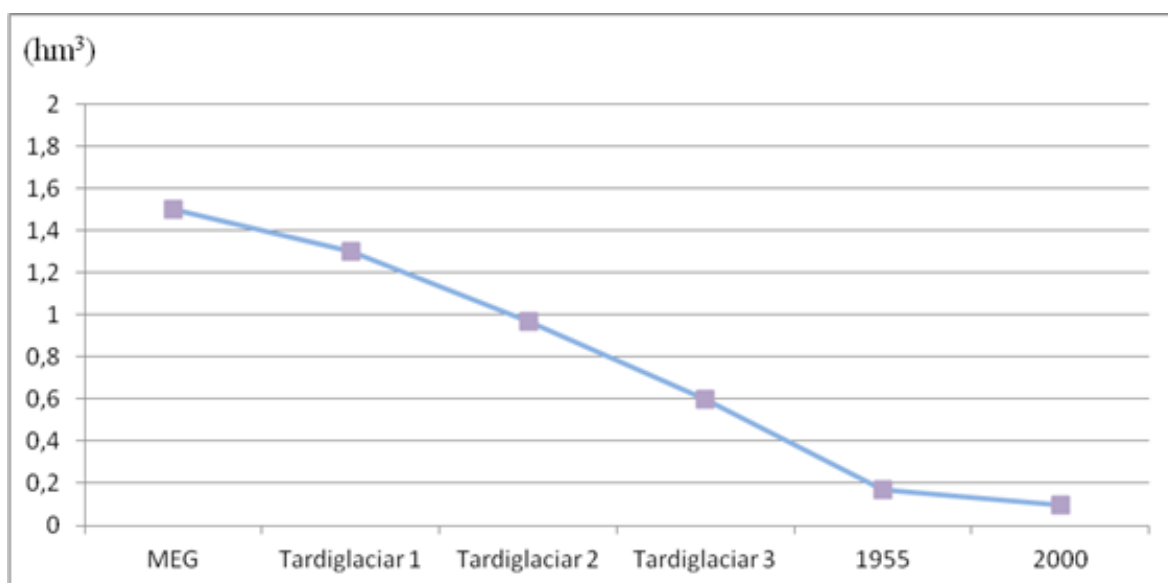
durante la Pequeña Edad del Hielo probablemente debido a los efectos de la erupción volcánica que dio lugar a los vents.



**Fig. 163.** Fases glaciares identificadas en el valle de Pujro Huayjo: 1. Máxima Extensión Glaciar (MEG); 2. Tardiglacial Pujro 1; 3. Tardiglacial Pujro 2; 4. Tardiglacial Pujro 3; 5. Año 1955; 6. Año 2000.



**Fig. 164.** Tendencia de la superficie del glaciar de Pujro Huayjo desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) al año 2000.



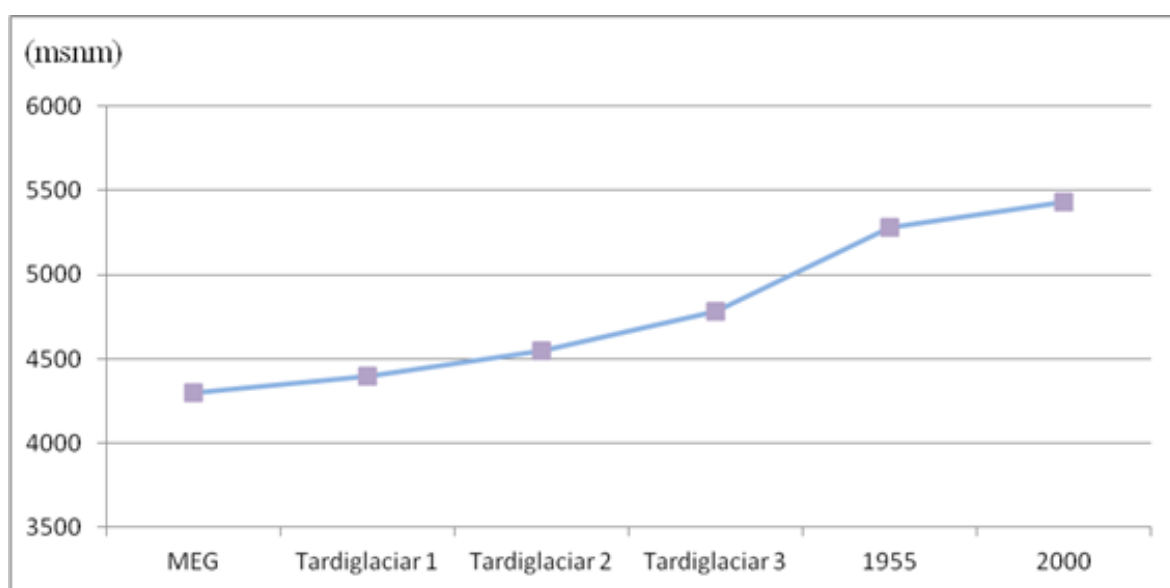
**Fig. 165.** Evolución del volumen del glaciar de Pujro Huayjo desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el año 2000.

Ya en tiempos históricos recientes, el glaciar de Pujro Huayjo sufre una degradación continua. Los datos obtenidos de su estado en 1955 ponen de manifiesto que se produjo un retroceso muy acusado. Se estima que su superficie se contrajo un 75% respecto al evento Tardiglaciario 3, lo que representa una reducción de 7 km<sup>2</sup>. También, como es lógico, el volumen de hielo disminuyó de forma significativa, estimándose un descenso de ~ 0,45



hm<sup>3</sup>. Este aumento en la velocidad del retroceso también se refleja en la altitud mínima del flujo de hielo, puesto que se elevó ~ 500 m).

Entre los años 1955 y 2000, continuaron las pérdidas en la masa de hielo. Se estima que su área se redujo un 32%, es decir, que pasó a tener una superficie de ~ 1,75 Km<sup>2</sup>. Además, su volumen experimentó una contracción de ~ 0,05 hm<sup>3</sup> y la lengua ascendió ~ 150 m, hasta ~ 5.430 msnm. Todos estos datos indican que el ritmo de la deglaciación se ha acelerado durante este periodo de 44 años.



**Fig. 166.** Cambios de la altitud mínima del glaciar de Pujro Huayjo desde su máxima extensión (MEG) al año 2000.

- *Valle de Mollebaya.*

El valle glaciar de Mollebaya, situado al este del HualcaHualca, tiene una longitud aproximada de 10 km. Su cabecera está formada por un amplio circo glaciar que actualmente alberga a una masa de hielo, cuyo frente se encuentra próximo a las morrenas ligadas con la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que se sitúan a 5.600 msnm.

El fondo del valle se caracteriza por estar recubierto por un manto morrénico de ablación. En sus márgenes son abundantes las morrenas, aunque solo se conservan voluminosos cordones morrénicos laterales que se asocian con la Máxima Extensión Glaciar (MEG), al ser los más alejados de los frentes glaciares actuales.

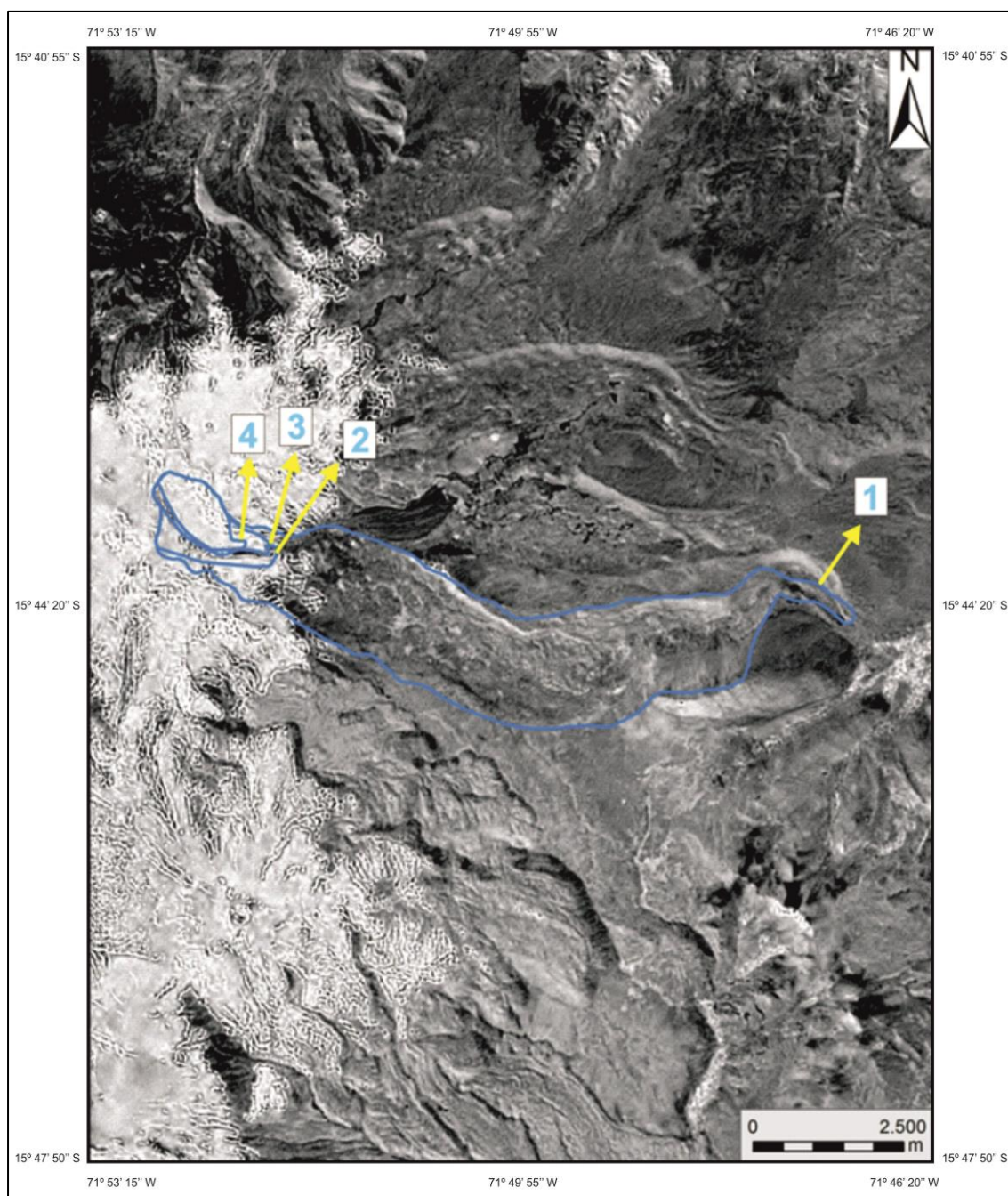
Durante el MEG, el flujo de hielo se expandió hasta alcanzar una extensión de  $\sim 18 \text{ km}^2$ . Además, se calcula que llegó a tener un volumen de  $\sim 1,15 \text{ hm}^3$  y que descendió hasta una altitud mínima de  $\sim 4.315 \text{ msnm}$ . Pero después de esta fase, se deduce que la deglaciación fue predominante, al no haber ninguna morrena entre las del MEG y las situadas a  $5.300 \text{ msnm}$  que se vinculan con la Pequeña Edad del Hielo (PEH), al estar próximas del frente actual. Durante este proceso se estima que el glaciar perdió el 90% de su superficie, así como  $\sim 1,0 \text{ hm}^3$  de su volumen. Este importante retroceso también se refleja en la posición de su frente, que registró un acusado ascenso de  $\sim 1.000 \text{ m}$  (Fig. 167; 168; 169; 170; 171).

FASES GLACIARES	ÁREA ( $\text{Km}^2$ )	CAMBIO ÁREA (%)	ALTITUD (msnm)	VOL. ( $\text{hm}^3$ )
MEG	17,8	-	4315	1,15
PEH	1,8	90	5300	0,12
1955	1,3	93	5350	0,08
2000	0,95	95	5430	0,06

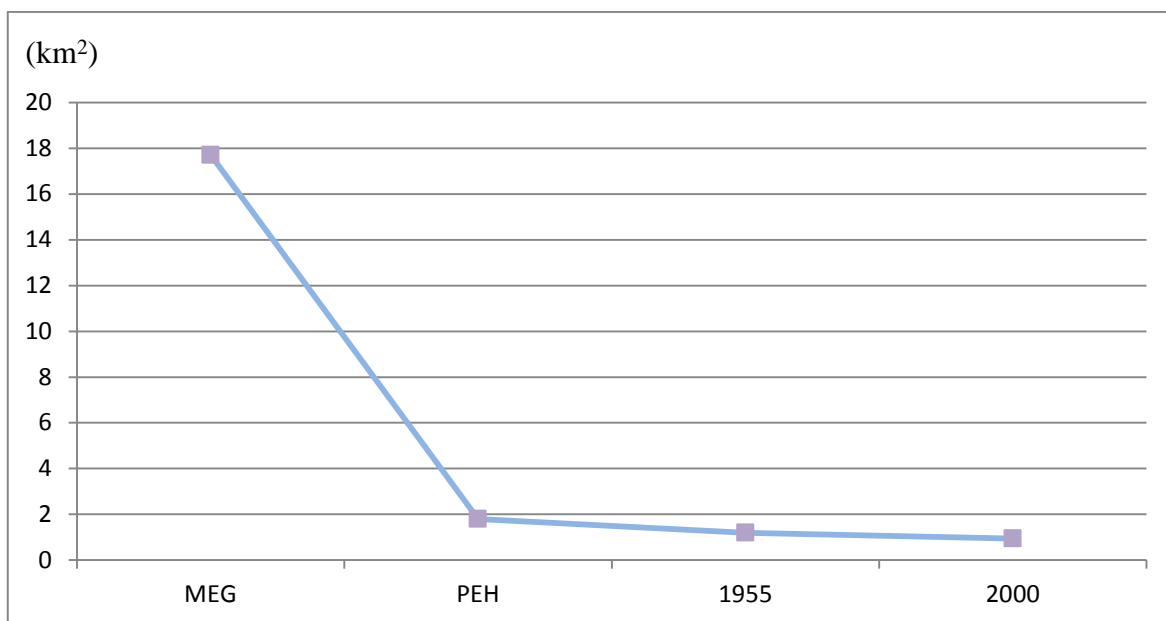
**Fig. 167.** Variaciones del área, altitud mínima y volumen del glaciar del valle de Mollebaya desde su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el año 2000.

A partir de la PEH ya no se registraron más *reavances* en Mollebaya y desde entonces el glaciar pasó a tener dinámica negativa. De esta forma, entre la PEH y 1955, su superficie se contrajo un 30%, lo que significa una disminución de  $\sim 0,5 \text{ km}^2$ . Los cálculos realizados de su volumen también indican un notable retroceso que se estima en  $\sim 0,08 \text{ hm}^3$ . Sin embargo, el frente de la masa de hielo no sufrió cambios significativos pues se calcula que se elevó  $\sim 50 \text{ m}$ .

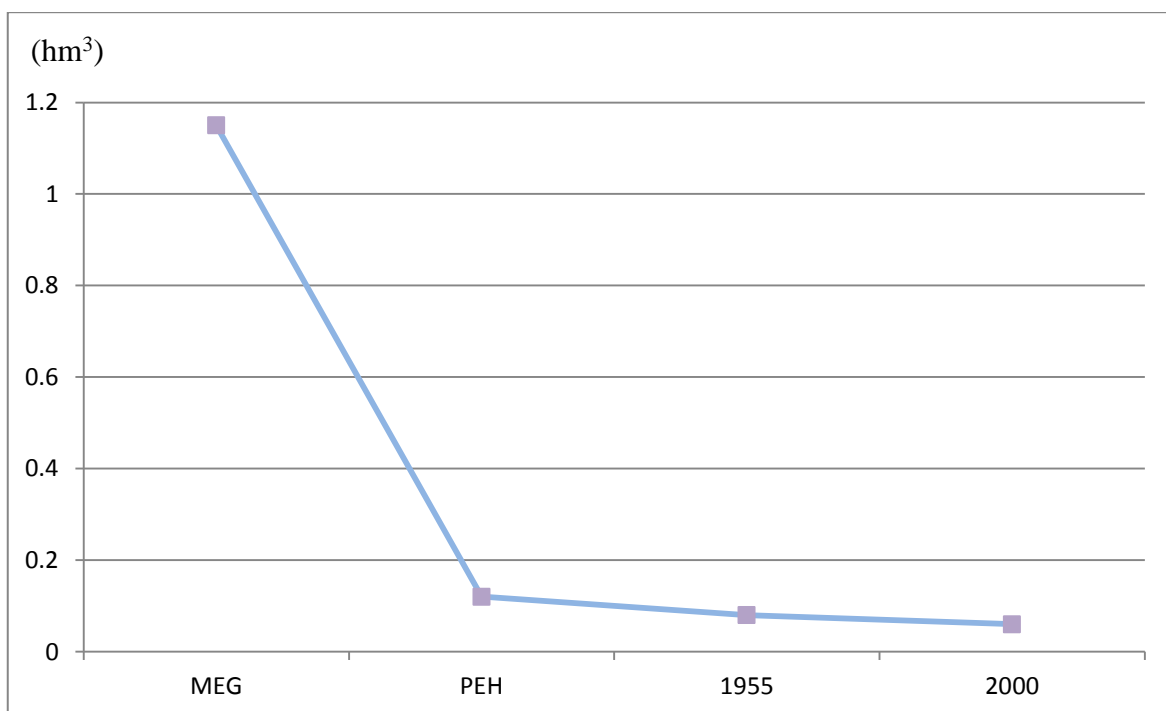
El glaciar de Mollebaya también experimentó variaciones importantes entre los años 1955 y 2000. En este periodo su superficie se contrajo aproximadamente un 35%, o sea, que quedó reducida a  $\sim 1 \text{ Km}^2$ . Las pérdidas en su volumen se estiman en  $\sim 0,02 \text{ hm}^3$ . Y se calcula que el frente glaciar ascendió  $\sim 80 \text{ m}$ .



**Fig. 168.** Fases glaciares identificadas en el valle de Mollebaya: 1. Máxima Extensión Glaciar (MEG); 2. Pequeña Edad del Hielo (PEH); 3. Año 1955; 4. Año 2000.

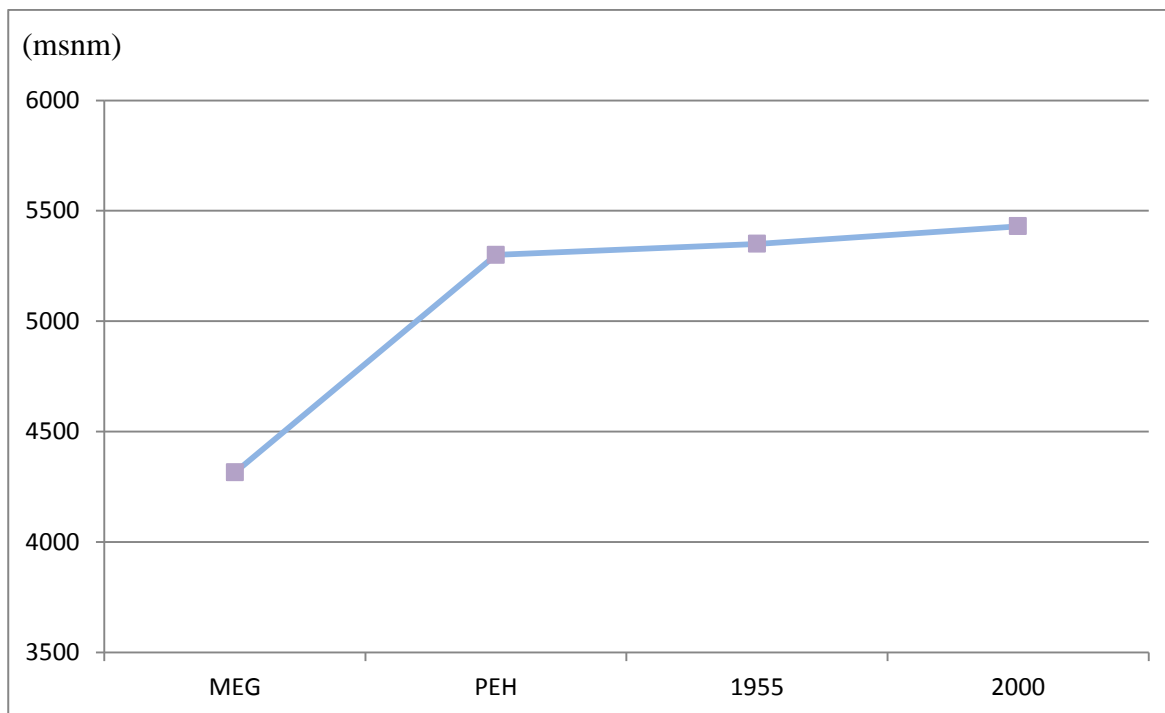


**Fig. 169.** Evolución de la superficie del glaciar de Mollebaya durante su Máxima Extensión Glaciar (MEG), la Pequeña Edad del Hielo (PEH), y los años 1955 y 2000.



**Fig. 170.** Magnitud del adelgazamiento del glaciar de Mollebaya desde que alcanzó su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el año 2000.





**Fig. 171.** Evolución de la altitud mínima del glaciar de Mollebaya a partir de su Máxima Extensión Glaciar (MEG) al año 2000.

- *Valle de Mucurca.*

El valle de Mucurca está situado en el flanco oeste del HualcaHualca. Sus dimensiones son más reducidas que las de los otros 3 valles analizados. Tiene una longitud aproximada de 7,5 km y una anchura máxima de 1,5 km. Fue excavado por una masa de hielo de pequeña entidad que probablemente desapareció después de la última fase Tardiglacial, pues no hay morrenas en la cabecera que atestigüen algún tipo de actividad.

Sin embargo, el glaciar de Mucurca tuvo una elevada capacidad morfogenética a pesar de su reducido tamaño, puesto que durante su máxima expansión y en las fases posteriores construyó potentes formaciones morrénicas que se localizan entre los 4.300 y 4.900 msnm.

Aunque el glaciar de Mucurca se fundió hace tiempo, su elección se justifica porque albergó a la masa de hielo de mayor entidad de la cara oeste del HualcaHualca. Además, al incluirlo en el análisis se ha podido estudiar el comportamiento de los glaciares con una perspectiva más amplia, lo que al final permitirá establecer pautas de su comportamiento más próximas a la realidad, y así se evitan posibles errores derivados de una interpretación focalizada en un único estudio de caso.

Las morrenas laterales situadas entre 4.350 y 4.900 msnm, son las que se localizan a una menor altitud y señalan los límites del glaciar durante su última gran expansión (MEG). A partir de ellas, se estima que el glaciar de Mucurca llegó a tener una superficie de  $\sim 8 \text{ km}^2$ , un volumen de  $\sim 0,5 \text{ hm}^3$ , y que su frente estuvo situado a  $\sim 4.350 \text{ msnm}$  (Fig. 172; 173; 174; 175; 176).

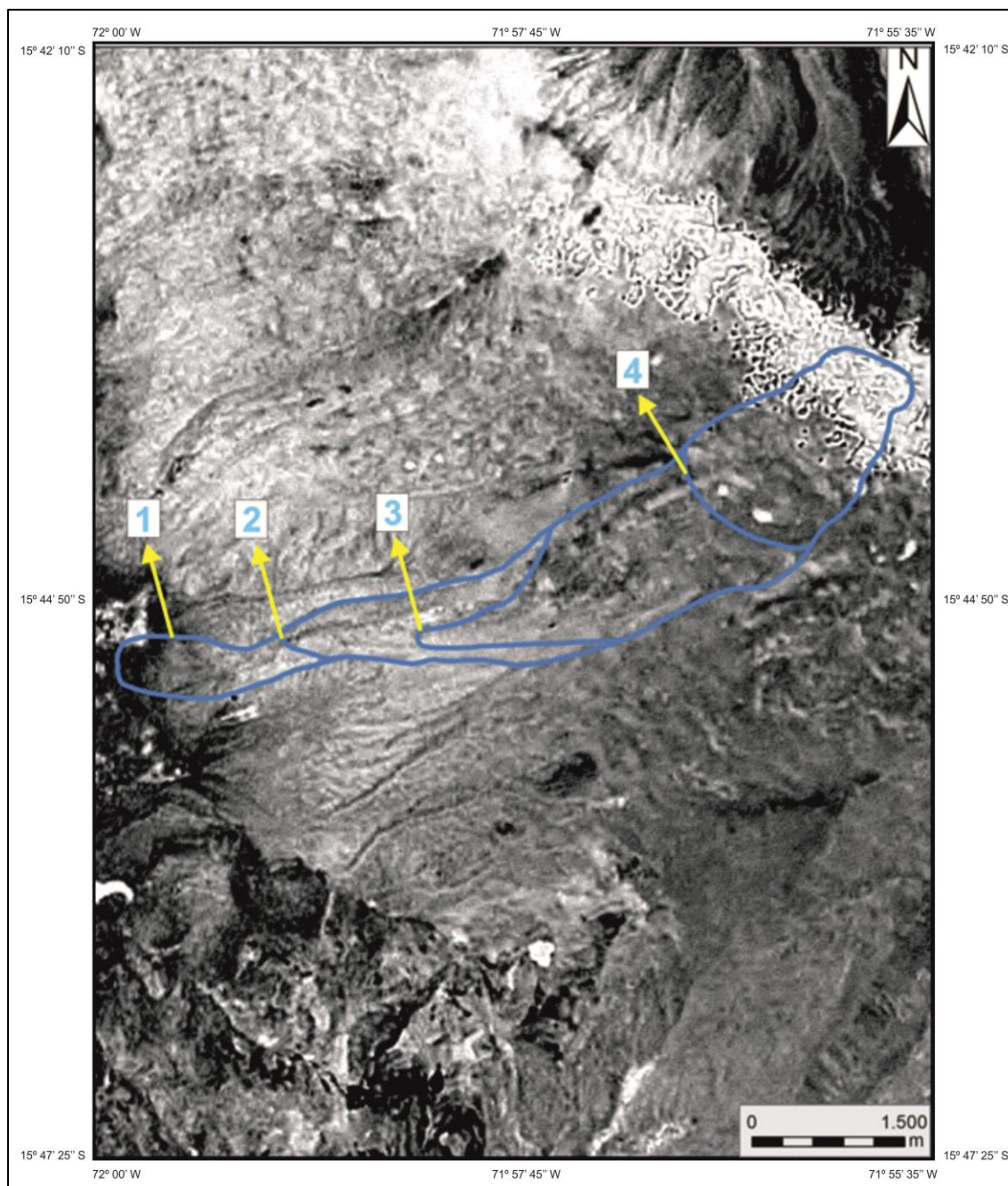
Las siguientes fases se relacionan con eventos Tardiglaciares, al existir una serie de complejos morrénicos intermedios localizados entre 4.450 - 4900 msnm. Entre la primera fase Tardiglaciaria y el MEG, no se detectan cambios acusados en la masa de hielo. Se calcula que su superficie se redujo un 10%, es decir, que disminuyó  $\sim 1 \text{ km}^2$ . También se observa un ligero adelgazamiento de su masa estimado en  $\sim 0,05 \text{ hm}^3$ , y un ascenso del frente de  $\sim 50 \text{ m}$ .

FASES GLACIARES	ÁREA ( $\text{Km}^2$ )	CAMBIO ÁREA (%)	ALTITUD (msnm)	VOL. ( $\text{hm}^3$ )
MEG	8,0	-	4350	0,5
TARDIGLACIAR 1	7,2	11	4400	0,46
TARDIGLACIAR 2	5,7	28	4550	0,37
TARDIGLACIAR 3	2,65	67	5875	0,17

**Fig. 172.** Síntesis de los datos de área, altitud mínima y volumen del glaciar del valle de Mucurca.

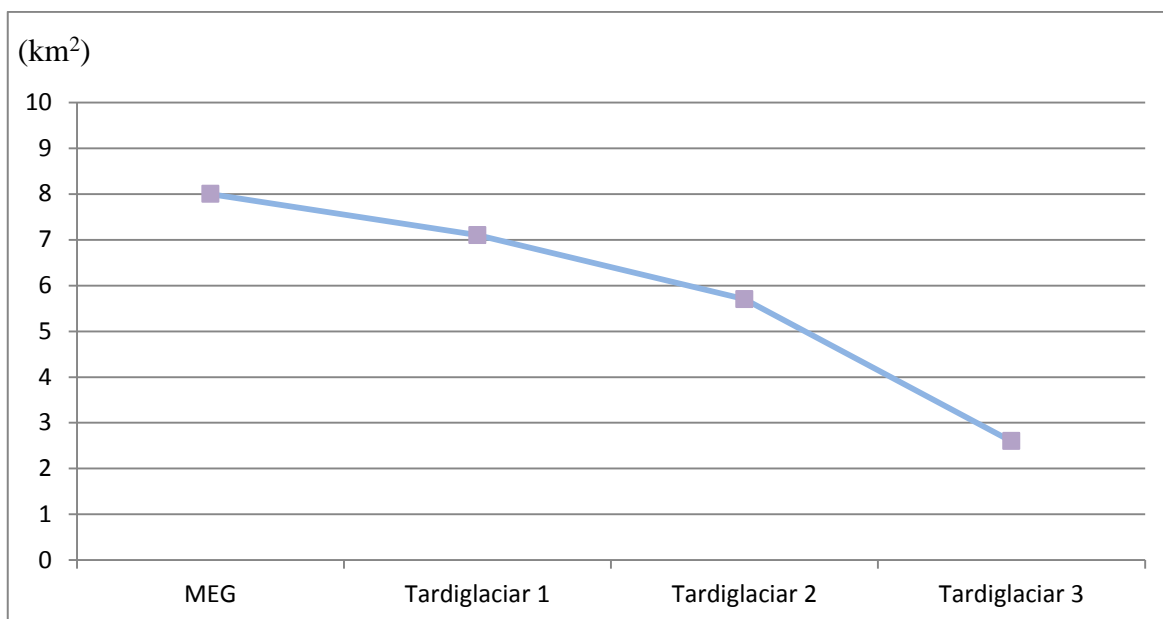
Sin embargo, la entidad de la masa de hielo fue reduciéndose progresivamente en las dos fases Tardiglaciares posteriores. De esta forma, entre el Tardiglaciario Mucurca 1 y Mucurca 2 su extensión descendió un 20%, lo que equivale a una pérdida de  $\sim 1,5 \text{ km}^2$ . Además, su espesor se redujo  $\sim 0,05 \text{ hm}^3$  y su frente se elevó  $\sim 150 \text{ m}$ .

Pero las diferencias en el retroceso del glaciar más significativas se dieron entre el Tardiglaciario Mucurca 2 y el Tardiglaciario Mucurca 3. Entre estos dos estadios, su área sufrió un descenso del 50%, quedando reducida a  $\sim 2,5 \text{ km}^2$ . Además, su espesor también se redujo a la mitad, hasta los  $0,17 \text{ hm}^3$ . Y el frente experimentó un ascenso drástico, estimado en  $\sim 1.325 \text{ m}$ .



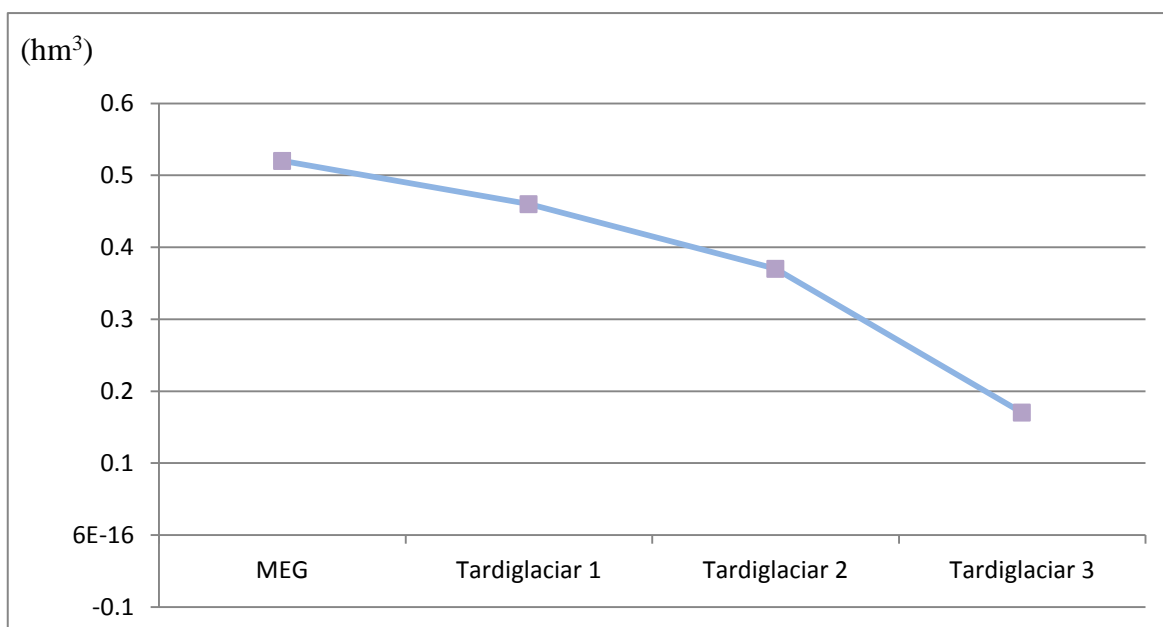
**Fig. 173.** Fases glaciares identificadas en el valle de Mucurca: 1. Máxima Extensión Glaciar (MEG); 2. Tardiglaciar Mucurca 1; 3. Tardiglaciar Mucurca 2; 4. Tardiglaciar Mucurca 3.

Al no haber más formas morrénicas por encima de las del Tardiglaciar Mucurca 3, se deduce que el glaciar de Mucurca debió sufrir un fuerte retroceso hasta fundirse por completo, probablemente como consecuencia de su reducido tamaño. Este tipo de comportamiento es común en los glaciares de escaso porte, ya que éstos reaccionan con mayor rapidez a los cambios ambientales.



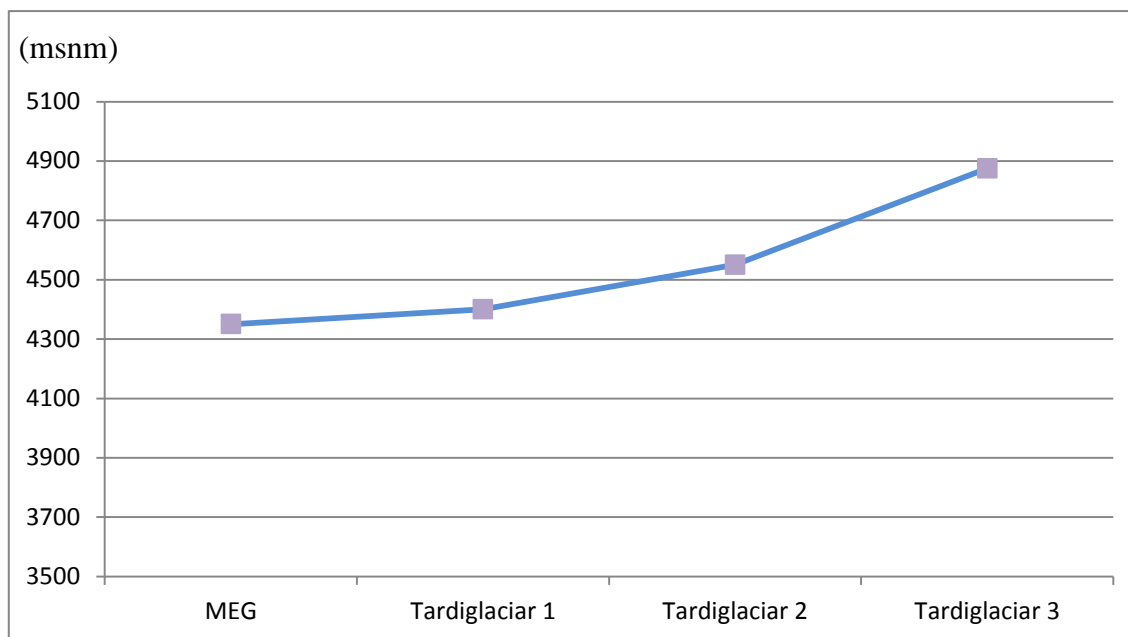
**Fig. 174.** Tendencia de la superficie del glaciar de Mucurca desde que alcanzó su Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el *reavance* Tardiglacial 3.

De hecho, en la cabecera de Mucurca ni siquiera hay indicios geomorfológicos que reflejen actividad alguna del glaciar como respuesta a enfriamientos climáticos recientes como la Pequeña Edad del Hielo (PEH), lo que significa que el flujo de hielo podría haber desaparecido incluso con anterioridad a la PEH.



**Fig. 175.** Evolución del volumen del glaciar de Mucurca entre la Máxima Extensión Glaciar (MEG) y el *reavance* Tardiglacial 3.





**Fig. 176.** Ascenso de la altitud mínima del frente glaciar de Mucurca desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta el *reavance* Tardiglacial 3.

#### 4.2.3. Discusión.

En los 4 valles analizados hay complejos morrénicos de grandes proporciones con un buen estado de conservación que se localizan a baja altitud (3.650 – 4.100 msnm). Su existencia indica que en el HualcaHualca se produjo, al menos, un avance glaciar generalizado de gran entidad, que estaría relacionado con descensos significativos de las temperaturas e incrementos sustanciales de los aportes de precipitaciones en forma de nieve en las cotas más altas. Sin embargo, los resultados de la reconstrucción de la superficie y volumen de esta fase muestran que los paleoglaciares tuvieron un desarrollo desigual en cada valle, siendo los de Huayuray y Pujro Huayjo de mayor envergadura que los que se formaron en Mollebaya y Mucurca. Es plausible que esta heterogeneidad en sus tamaños se deba a diferencias en las dimensiones de las cabeceras de cada valle.

En cambio, los datos de altitudes mínimas de sus frentes durante dicha fase si guardan una mayor similitud, apreciándose tan solo una anomalía en Huayuray donde el flujo de hielo descendió ~ 650 m más que en los otros 3 valles. La causa más probable para explicar este comportamiento estriba en que el área de acumulación del glaciar de Huayuray es más amplia, debido a los efectos del colapso volcánico que tuvo lugar previamente en el flanco norte del edificio, lo que permitió la formación de un aparato glaciar de mayor entidad.

Otro aspecto complementario que pudo influir en su descenso hasta cotas más bajas fue que la lengua de hielo se canalizó por un estrecho valle fluvial pre-existente, permitiéndola fluir con facilidad y estar protegida de una fuerte radiación.

Desde su máximo avance, la mayoría de los glaciares comenzaron a retroceder aunque este proceso no fue uniforme, ya que se produjeron inversiones en esta tendencia que dieron lugar a nuevos *reavances* o a fases de estabilización de las masas de hielo. La evidencia es que existen series de complejos morrénicos situados en las proximidades de las morrenas localizadas a menor altitud, excepto en Mollebaya, donde el glaciar parece que experimentó un fuerte retroceso hasta la cabecera.

Es posible que estos estadios glaciares intermedios estén vinculados con las fases húmedas que produjeron desbordamientos en los lagos del altiplano (Seltzer *et al.*, 2002; Blard *et al.*, 2009 y Blard *et al.*, 2011). Así, un incremento significativo de las precipitaciones habría compensado las pérdidas de masa en los glaciares generadas por el ascenso de la temperatura durante la deglaciación, hasta el punto de ocasionar notables avances en diversas montañas de los Andes centrales (Kull *et al.*, 2008). Además, episodios fríos tales como los eventos *Heinrich 1* (H1) y el *Younger Dryas* (YD), que según Kudrass *et al.* (1993), Lowel *et al.* (1995) y Ariztegui *et al.* (1997) tuvieron una repercusión planetaria, también pudieron desencadenar expansiones glaciares en los Andes Centrales sobre todo si coinciden con alguno de los periodos húmedos que se han citado anteriormente.

Cabe destacar cierta homogeneidad en el comportamiento y en la evolución espacial de los glaciares de Huayuray, Pujro Huayjo y Mucurca durante estas fases intermedias. Los resultados de las áreas de los glaciares indican que las lenguas se aproximaron a los límites que alcanzaron en la última expansión, sin llegar a sobrepasarlos, y que la magnitud de los últimos estadios fue cada vez más reducida. Además, estos datos reflejan un fuerte contraste en sus superficies, tal y como sucedió en la Máxima Extensión Glaciar (MEG), lo que se relaciona con las diferentes dimensiones de las cabeceras. Sin embargo, los valores de las altitudes mínimas de los glaciares de Pujro Huayjo y Mucurca son idénticos, a pesar de las diferencias en la entidad de los glaciares, así que lo más probable es que sean fases contemporáneas.

Desde las últimas fases Tardiglaciares, las masas de hielo en todos los valles experimentaron un intenso retroceso, con la excepción de Mollebaya donde la deglaciación ya se desencadenó a partir del último gran avance. Esta tendencia generalizada se mantuvo en Huayuray y Mollebaya, probablemente hasta la Pequeña Edad del Hielo (PEH), pues hay cordones morrénicos laterales y arcos morrénicos frontales en torno a los frentes glaciares actuales que reflejan un enfriamiento reciente del clima.

Sin embargo, ni en la cabecera de Pujro Huayjo ni en la de Mucurca hay depósitos glaciares que indiquen una dinámica positiva de las masas de hielo, ligados a eventos fríos como la PEH. En Pujro Huayjo, la ausencia de formaciones morrénicas se asocia con la actividad de varios vents volcánicos. De esta manera, el glaciar en vez de avanzar se degradó y sufrió un retroceso significativo a pesar del enfriamiento climático.

Y en Mucurca, tampoco hay huellas de modelado glaciar. Esto significa que el glaciar pudo sufrir un fuerte retroceso desde la última pulsación positiva, hasta que desapareció a causa de su reducida entidad. Este tipo de reacciones es común en los glaciares de escaso porte, porque muestran una mayor sensibilidad a los cambios ambientales.

A partir de la fase glaciar asociada con la PEH, las masas de hielo no volvieron a experimentar ningún avance, ya que no hay morrenas en las cotas más elevadas. La deglaciación fue generalizada, aunque este proceso tampoco fue uniforme, ya que en el intervalo comprendido entre la PEH y 1955, los datos reflejan un retroceso notable en el glaciar de Mollebaya y ligero en el de Huayuray.

Pero entre 1955 y 2000, el ritmo del retroceso se ha acelerado sustancialmente, registrándose acusadas pérdidas en los 3 valles: 32% en Pujro Huayjo, 35% en Mollebaya y el 50% en Huayuray. En la altitud mínima de sus frentes también se aprecian importantes ascensos: el de Huayuray se elevó ~ 300 m; en Pujro Huayjo ~ 150 m y en Mollebaya 80 m. El mayor retroceso se produjo en el glaciar de Huayuray, y la causa implicada puede ser la orientación, ya que se encuentra situado en la vertiente norte, que es una posición menos favorable para la actividad glaciar en el hemisferio sur, especialmente en un contexto de calentamiento climático como el actual.

También es posible que el Sabancaya, muy activo en las décadas de los ochenta y noventa del s. XX, haya contribuido puntualmente en el aumento de la velocidad de retirada de los glaciares, sobre todo en los valles de Pujro Huayjo y Mollebaya que se encuentran más próximos a este foco de emisión. No obstante, su influencia normalmente ha sido mínima porque los vientos han dispersado frecuentemente las partículas volcánicas hacia el sur. De hecho, la mayoría de los relieves localizados en el flanco meridional del Ampato están cubiertos por una capa de piroclastos de potente espesor, mientras que en la mitad norte del Complejo esa cubierta no existe o solo aparece en áreas determinadas.

En otras áreas de los Andes centrales no se han desarrollado estudios de la evolución de la superficie, volumen y altitud mínima de los glaciares desde la última glaciación hasta la actualidad (Fig. 177). Únicamente existen estimaciones, tanto a escala local como regional, de la dinámica de su superficie durante las últimas décadas. Estos estudios reflejan pérdidas en los glaciares y confirman la pauta observada en el HualcaHualca, aunque se observa que sus proporciones varían sustancialmente entre unos espacios y otros.

Por ejemplo, Vuille *et al.* (2008), indica que los glaciares del nevado Huascarán – Chopicalqui, situado en la Cordillera Blanca, en el sector septentrional de los Andes Centrales, perdieron el 18% de su área entre los años 1920 y 1970. Y que las masas de hielo del Nevado Astesonraju, también localizado en la Cordillera Blanca, han sufrido un retroceso del 20% desde 1962 al 2003.

Racoviteanu *et al.* (2008), obtiene resultados similares a los anteriores, aunque en su análisis incluye a todos los aparatos glaciares de la Cordillera Blanca. Con ese enfoque regional llega a la conclusión de que en 33 años (periodo 1970 - 2003), su área se redujo un 22,5%. Aunque estas pérdidas son notables, resultan ser inferiores a las que se han registrado en el HualcaHualca, tal vez a causa del elevado contraste pluviométrico que existe entre los Andes Centrales septentrionales, más húmedos, y los meridionales. Así, en un contexto donde las precipitaciones son abundantes, como es el caso de la Cordillera Blanca, los glaciares pueden amortiguar los efectos ocasionados por el ascenso de las temperaturas especialmente si éste no es acusado.



No obstante, la magnitud del retroceso de los glaciares del HualcaHualca durante la segunda mitad del s. XX, tampoco concuerda con el registrado en áreas de montaña próximas como el Coropuna. Úbeda *et al.* (2009), estima que su masa de hielo se redujo un 4% entre 1955 y 1986, y un 13% desde 1986 hasta el 2007. Pero a pesar de que se ha producido un salto cuantitativo en el ritmo de retroceso en ambos volcanes, éste fue mucho mayor en el HualcaHualca.

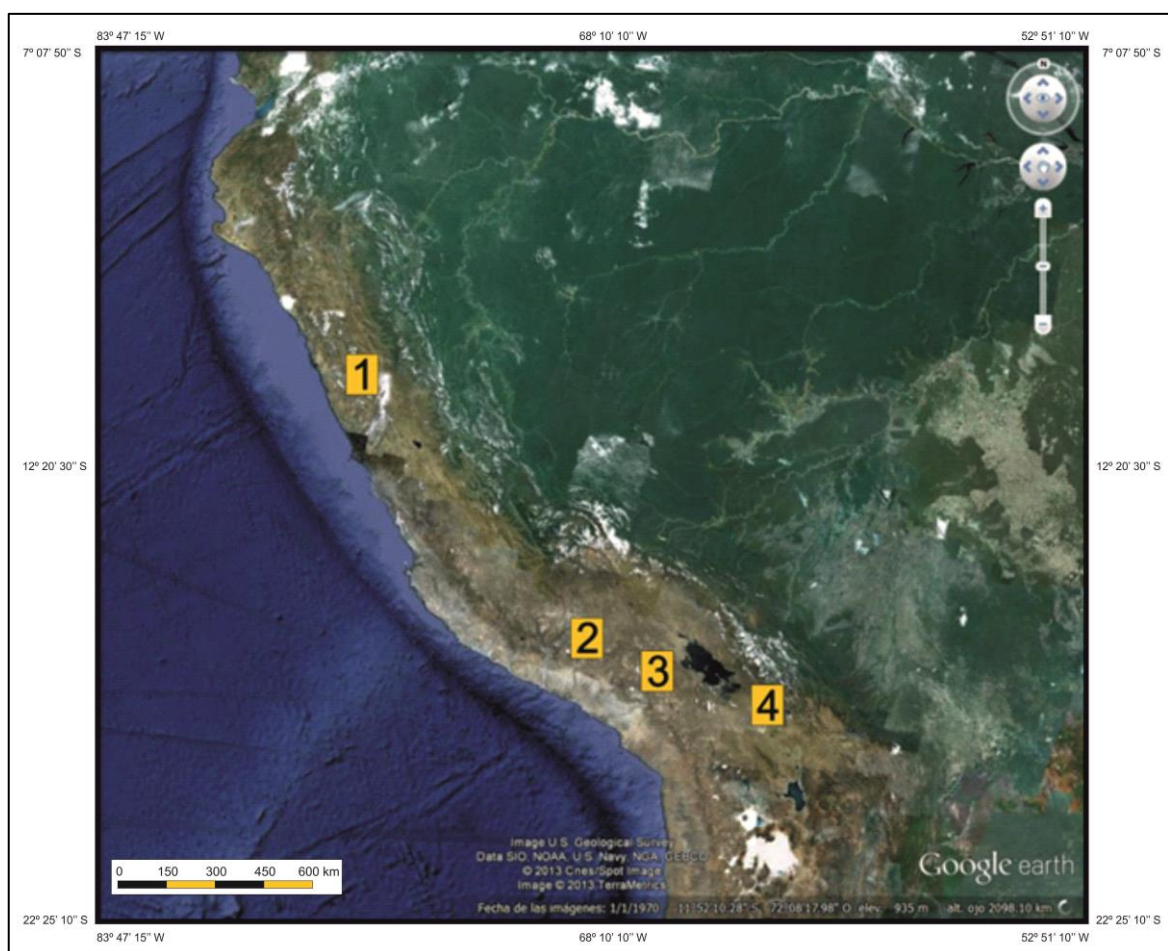
La falta de coherencia en la intensidad de la deglaciación entre el HualcaHualca y el Coropuna, a priori no se relaciona ni con la altitud ni el régimen climático, pues entre ambos volcanes no existen diferencias significativas. Pero debe tenerse en cuenta que el glaciar del Coropuna es más extenso, y por tanto que su capacidad de respuesta frente a los cambios ambientales tiende a ser más retardada. Además, en este volcán no se han registrado eventos eruptivos durante los últimos siglos, lo que significa que el vulcanismo no ha estado implicado en la evolución del glaciar.

Sin embargo, se observa que la dinámica reciente de los glaciares del HualcaHualca si es consistente con la de los glaciares Chacaltaya y Zongo de Bolivia. Estas dos masas de hielo han sufrido intensas pérdidas desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que se agudizaron desde el año 1983 en el Chacaltaya y a partir de 1975 en el Zongo (Ramírez *et al.*, 2001; Soruco *et al.*, 2009).

No obstante, es contradictorio que concuerde su comportamiento, ya que la cantidad de precipitaciones que recibe el glaciar del HualcaHualca es muy inferior a la de estos dos glaciares Bolivianos. Tampoco parece que la altitud haya tenido repercusiones importantes, a pesar de que el HualcaHualca es ~ 500 m más alto que los picos que albergan al Chacaltaya y Zongo.

A partir del contraste establecido entre los resultados de la evolución espacial de los glaciares del HualcaHualca con los de la Cordillera Blanca y el Complejo volcánico Coropuna, se interpreta que la entidad del glaciar parece ser determinante, dadas las importantes diferencias que existen en la magnitud del retroceso que han experimentado en las últimas décadas.

De esta forma, los glaciares de pequeñas dimensiones, como los del HualcaHualca, muestran una mayor vulnerabilidad a los cambios ambientales que las masas de hielo de grandes proporciones, independientemente del régimen de precipitaciones. Y como la degradación de estas últimas ha sido menor, se deduce que tienen una reacción más lenta a las fluctuaciones climáticas. Este planteamiento se refuerza con las observaciones realizadas por Racoviteanu *et al.* (2008), quien detectó en la Cordillera Blanca deshielos más importantes en aparatos glaciares aislados que en los de mayor envergadura bajo el mismo contexto climático.

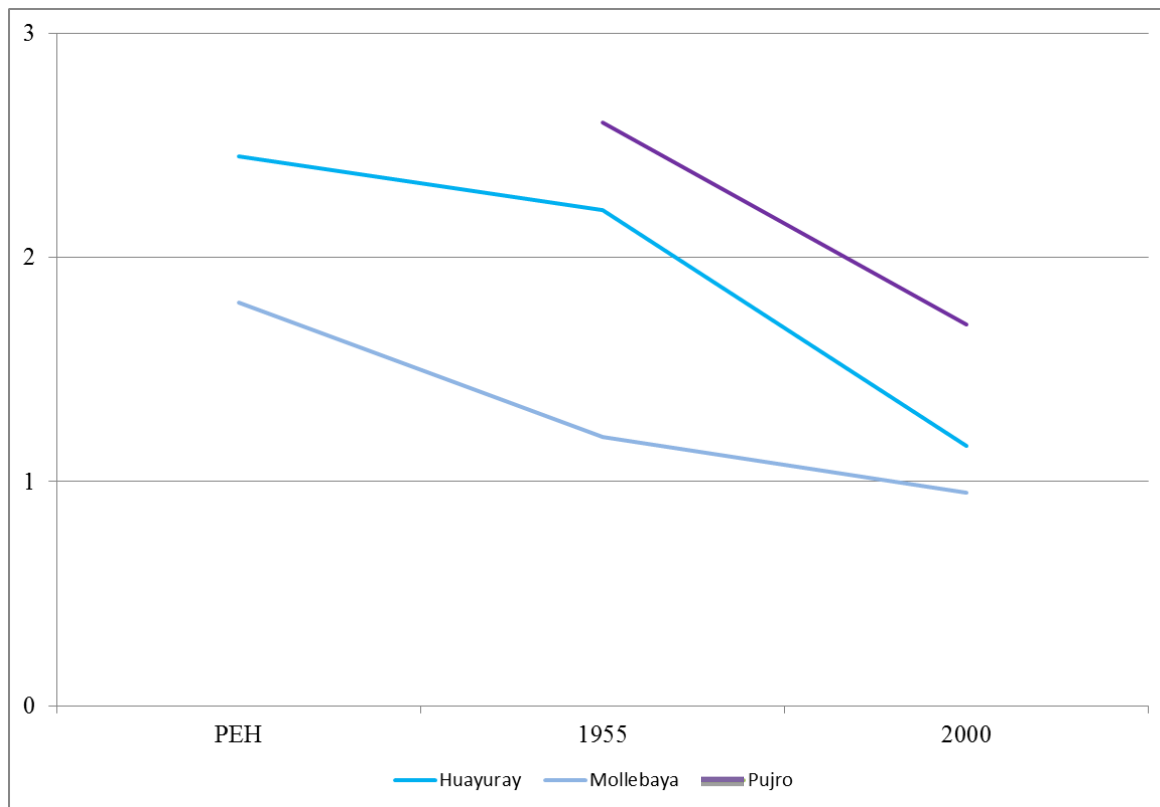


**Fig. 177.** Localización de los glaciares centroandinos en los que se ha analizado su evolución reciente: 1. Cordillera Blanca; 2. Complejo Volcánico Coropuna. 3. Complejo Volcánico Ampato. 4. Glaciares Zongo y Chacaltaya (Bolivia).

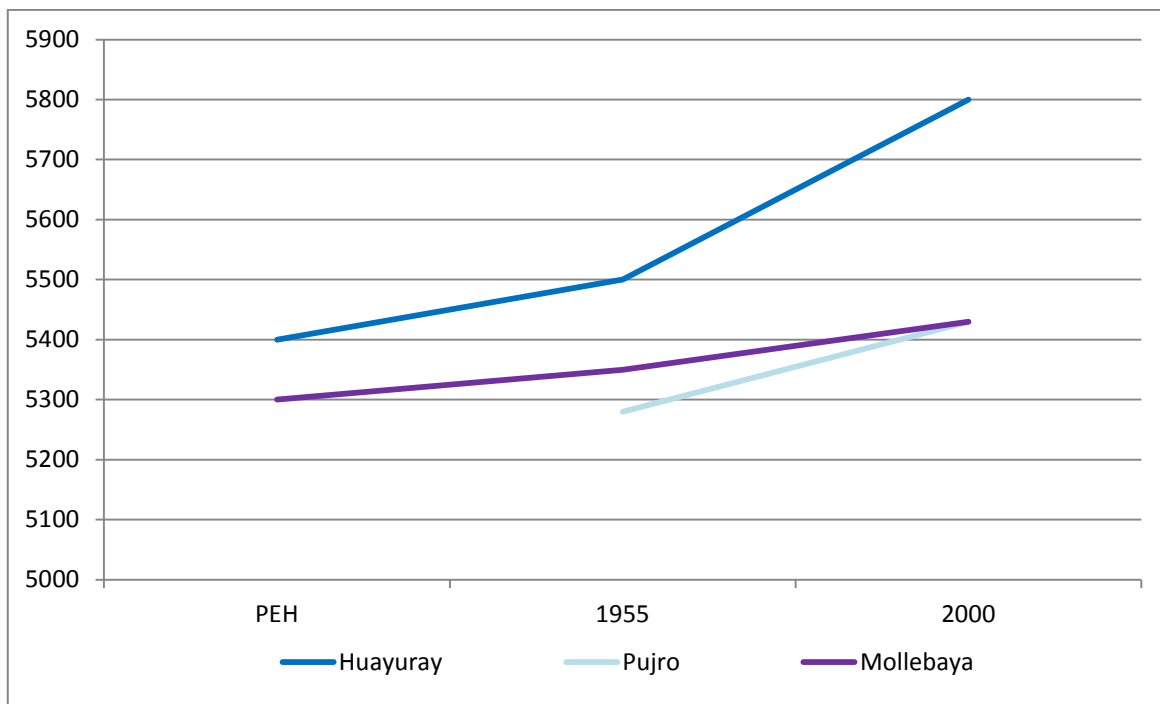
Pero ¿Por qué la correlación en la tasa de retroceso es tan elevada entre las masas de hielo Zongo y Chacaltaya de Bolivia y la del HualcaHualca, cuando entre sus climas hay un fuerte contraste pluviométrico y existen notables diferencias altitudinales? Es muy probable que la respuesta a esta cuestión se encuentre fundamentalmente en la evolución

de la temperatura media de la Tierra, ya que el inicio del fuerte ritmo del deshielo concuerda con el ascenso de los valores térmicos que se inició desde la segunda mitad de los años setenta.

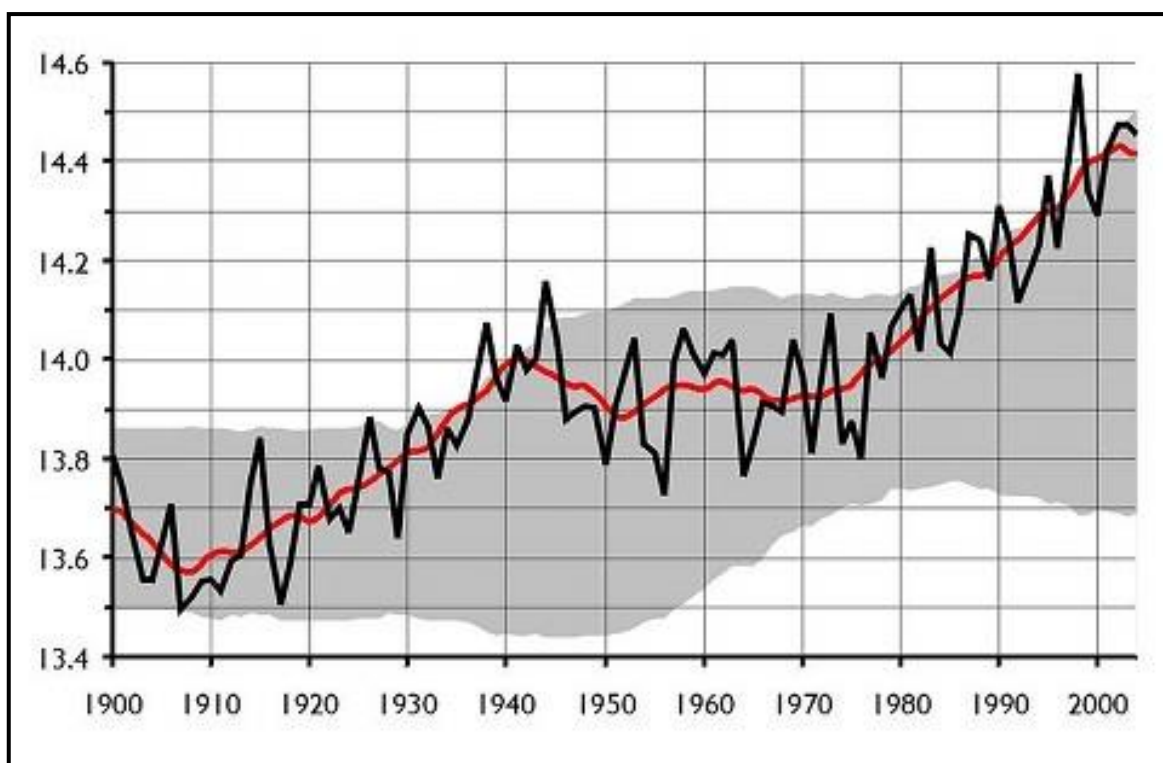
En este sentido, Rabatel *et al.* (2013) sugiere que la temperatura influye en la naturaleza de las precipitaciones y éstas a su vez en la evolución del manto de nieve, que es el que controla la intensidad del albedo en la superficie del glaciar. Así que si la cubierta nival es reducida o no se ha formado, el glaciar queda desnudo y absorbe más energía solar, incrementándose la fusión. Este proceso tendría mayores repercusiones en las masas de hielo de menor entidad, puesto que su cuenca de captación es reducida (Fig. 178; 179; 180; 181).



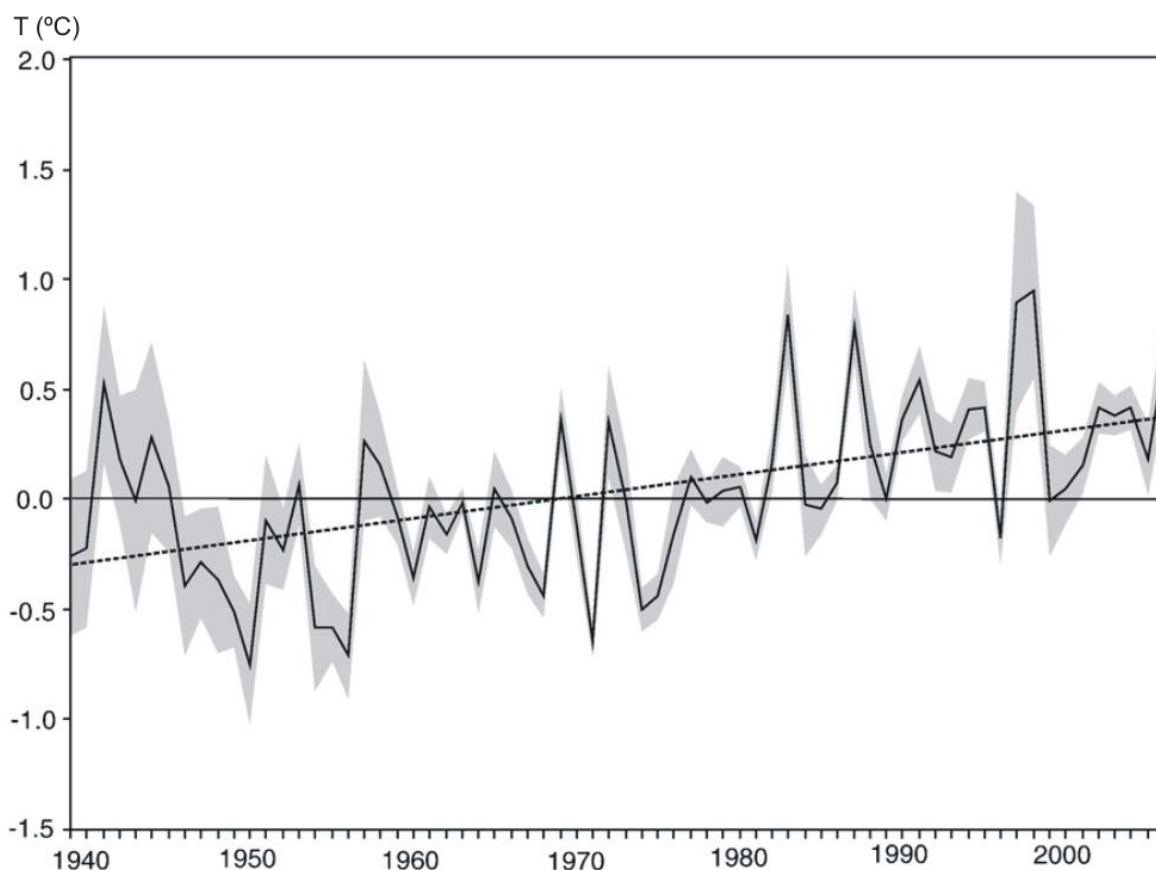
**Fig. 178.** Evolución del área (km<sup>2</sup>) de los glaciares del HualcaHualca desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) hasta el año 2000.



**Fig. 179.** Tendencia de la altitud de los frentes glaciares (msnm) del HualcaHualca desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH) hasta el año 2000.



**Fig. 180.** Evolución de la temperatura media de la Tierra desde el año 1900 al 2000. Se observa que a partir de la segunda mitad de los años 70, la temperatura ha experimentado un ascenso homogéneo y sostenido. Este hecho se correlaciona con el fuerte retroceso de los glaciares en los Andes Centrales (Uriarte, 2010).



**Fig. 181.** Tendencia y desviación anual de la temperatura media de la troposfera de los Andes Centrales durante el intervalo 1940-2005 basado en los registros de 279 estaciones meteorológicas (Modificado de Vuille *et al.*, 2008).

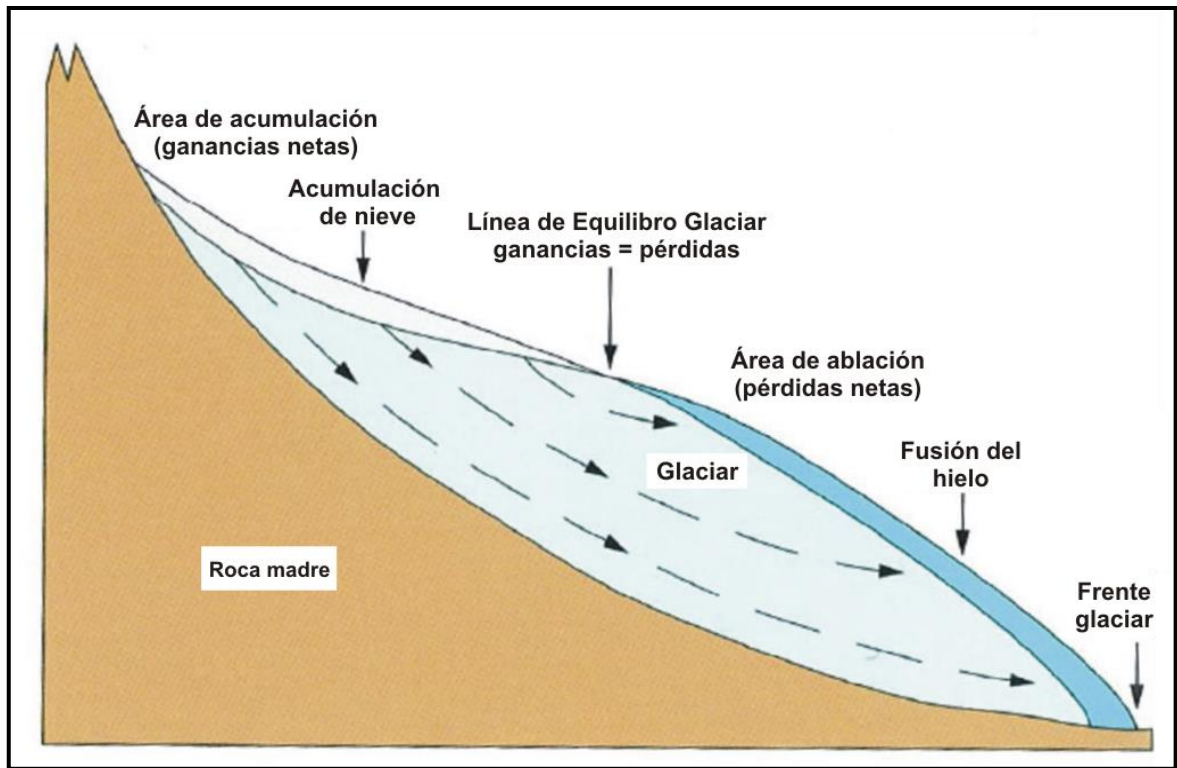
#### 4.3. Evolución de la Línea de Equilibrio glaciar (LEG) de los glaciares.

La Línea de Equilibrio de los Glaciares (LEG), se define como la altitud donde la acumulación de nieve equivale a la ablación durante un año, de tal forma que el balance de masa resulta igual a 0 (Fig. 182) (Nesje, 1992; Paterson, 1994; Benn y Lehmkuhl, 2000). Según Ohmura *et al.* (1992), la LEG es muy importante porque indica el límite inferior del dominio climático glaciar.

La posición de la LEG está controlada por las temperaturas y las precipitaciones en forma de nieve, así que su cálculo es esencial para comprender las relaciones que existen entre el clima y los glaciares (Ohmura *et al.*, 1992). Cuando la LEG desciende a cotas bajas, como consecuencia de un enfriamiento del clima, significa que la acumulación nival anual supera a su ablación anual. En este caso, el balance de masa es positivo y el flujo de hielo se mantiene estable o puede avanzar. Pero si la LEG asciende a altitudes elevadas, el sector del glaciar situado por debajo de ella queda completamente expuesto a la ablación y se



producen pérdidas en su masa. Esta situación normalmente da lugar a un retroceso de la masa de hielo (Hambrey, 1994; Humlum, 2002).



**Fig. 182.** Esquema del balance de masa de un glaciar. La LEG marca la altitud donde las ganancias en su masa son iguales a sus pérdidas (Modificado de Hambrey y Alean, 2004).

La reconstrucción de la LEG y el cálculo de su depresión constituyen una vía confiable para reconstruir tanto la dinámica de los glaciares como las condiciones paleoclimáticas desde la última glaciación hasta la actualidad. Además, estos datos resultan muy útiles para elaborar pronósticos de sus tendencias en el futuro (Benn y Lehmkuhl, 2000; Leonard y Fountain, 2003; Osipov, 2004).

Existen varios métodos para calcular la LEG. En este trabajo se han aplicado los siguientes: *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), *Accumulation Area Ratio* (AAR), *Area Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR). La razón de elegir estos métodos estriba en que han sido utilizados con frecuencia por otros autores en la cordillera centroandina, así que sus resultados pueden ser comparados con los obtenidos en esta investigación.

Su uso también se justifica porque son las técnicas de cálculo de la LEG que ofrecen resultados más fiables, a pesar de que según Kaser y Osmaston (2002) normalmente no han

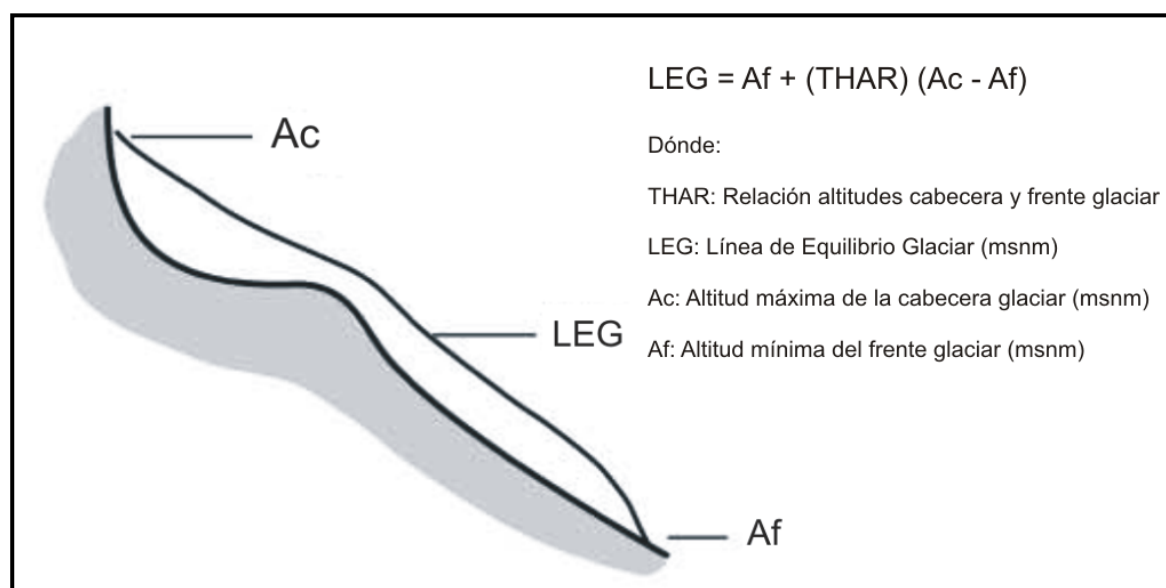
sido analizadas sus limitaciones y es poco común que sean puestos a prueba sus niveles de precisión. En este sentido, el único método que no se empleó fue la del *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM), ya que su fiabilidad disminuye notablemente si las morrenas no están bien conservadas o cuando alguna de ellas ha desaparecido a causa de la acción de los procesos erosivos.

#### 4.3.1. Metodología

##### 4.3.1.1. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG) mediante el Método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).

El método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR) consiste en asumir que la LEG de una fase glaciaria deriva de un ratio constante entre la altitud del frente del flujo de hielo y su cabecera (Fig. 183). El resultado depende principalmente de la elección correcta de dicho ratio que, según Been *et al.* (2005), puede diferir entre los glaciares actuales y los paleoglaciares del mismo área de estudio.

De esta forma, primero se obtuvieron la altitud máxima de la cabecera y la posición mínima del frente de hielo en *ARCGIS 9.3*, al superponer la superficie del glaciar reconstruida con la topografía. Toda esta información fue incluida y ordenada en la tabla de datos asociada a cada capa, que después se exportó a *EXCEL* donde se aplicó la siguiente ecuación (Klein *et al.*, 1999; Porter, 2001; Been *et al.*, 2005):



**Fig. 183.** Diagrama en el que se muestran los parámetros que se manejan para calcular la Línea de Equilibrio de los Glaciares (LEG= ELA), mediante el método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR) (Porter, 2001).

La ausencia de un criterio definido en la comunidad científica a la hora de usar un ratio determinado hizo que se introdujeran los siguientes valores THAR: 0,2; 0,4; 0,5 y 0,57. En la Cordillera Blanca, Rodbell (1992), utilizó los ratios 0,2 y 0,4 para calcular la LEG y paleo-LEG de las masas de hielo de la Cordillera Blanca, porque Clapperton (1986) consideró que 0,2 es la proporción que mejor refleja las bajas temperaturas y la ausencia de estacionalidad de las cotas más elevadas de la zona ecuatorial. La relación 0,4 también fue utilizada por Meierding (1982), en valles glaciares de Colorado (EE.UU), donde obtuvo buenos resultados.

Sin embargo, Osmaston (1965, 1975) y Furbish y Andrews (1984), después de varias comprobaciones empíricas, consideran a los THAR entre 0,3 y 0,5 como los más apropiados para estimar la LEG de los glaciares localizados en edificios volcánicos tropicales. De forma más precisa, Osmaston (1965, 1975) pudo constatar, al reconstruir la paleo-LEG de distintos grupos de valles glaciares del Rwenzori (África), que los ratios que ofrecen mejores resultados son 0,46, 0,5 y 0,57 después de desarrollar un análisis gráfico detallado del método THAR.

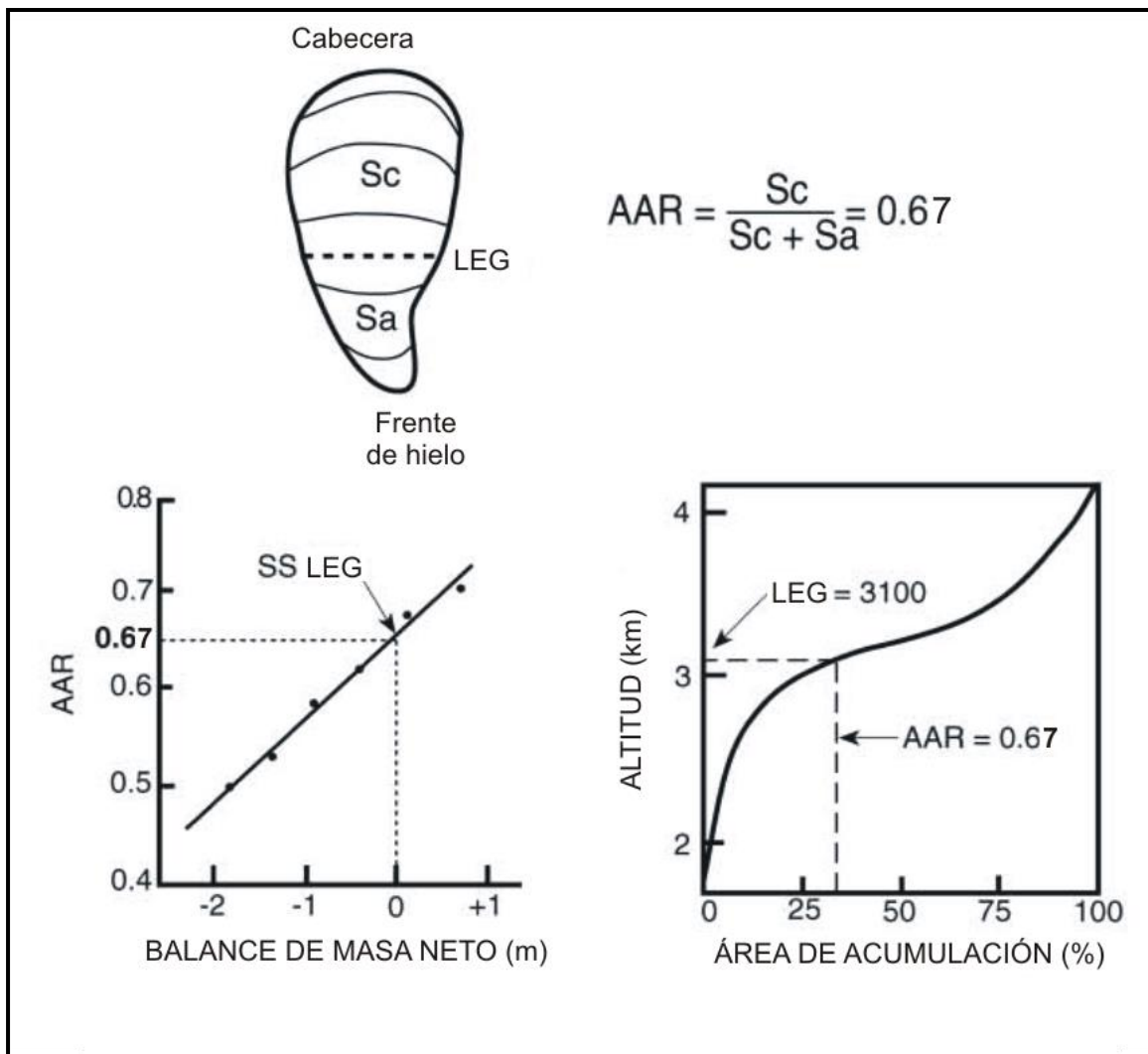
No obstante, los resultados generados con el método THAR se compararán con los de las otras dos técnicas que han sido desarrolladas en este apartado (AAR, AABR), para así controlar su fiabilidad y desvelar los ratios que mejor encajan en los glaciares del HualcaHualca.

#### *4.3.1.2. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG) mediante el Método Accumulation Area Ratio (AAR).*

El método *Accumulation Area Ratio* (AAR), fue ideado por Brückner, (1886, 1887 y 1906) para determinar el límite entre el área de acumulación y el área ablación, a partir de los parámetros glaciológicos de varios glaciares localizados en los Alpes. Sus resultados sugieren que estas áreas se dividen según un ratio 3:1, es decir, un  $AAR = 0,75$ , y que por tanto la línea que deriva de esa divisoria es aproximadamente la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG).

Sin embargo, el método AAR de Brückner (1886, 1887 y 1906) fue revisado y criticado en estudios posteriores. Éstos rechazaron el ratio 3:1 inicial, al considerar que subestima la

altitud de la LEG, y sugieren que la relación 2:1, expresada desde entonces convencionalmente como  $AAR = 0,67$ , es más ajustada a la realidad (Fig. 184).



**Fig. 184.** Esquema y gráficos que expresan la forma de estimar la Línea de Equilibrio de los Glaciares (LEG=ELA), mediante el método *Accumulation Area Ratio* (AAR) (Modificado de Porter, 2001).

El nuevo ratio (0,67) fue corroborado por Gross *et al.* (1977), al analizar 6 glaciares austriacos durante 1 o 2 décadas, aunque en sus resultados también estima un balance de masa igual a 0 con los ratios 0,60 y 0,69. También fue respaldada por Meierding (1982), y desde entonces todos los estudios han aceptado y aplicado dicha relación de forma sistemática en paleoglaciares y aparatos actuales en los cuales no hay datos de campo sobre su balance de masa (Kaser y Osmaston, 2002). La única excepción es Sutherland (1984)

que consideró que los ratios 0.34 y 0.77 (con una media de 0.55) reflejan con mayor precisión el vínculo que existe entre las condiciones climáticas y la forma del glaciar.

Según Kaser y Osmaston (2002), la precisión del cálculo de la LEG mediante el método AAR aumenta si se cuenta con un mapa topográfico del área de estudio, pues a partir de las curvas de nivel es posible delimitar las franjas altitudinales de los glaciares, salvo en las fases antiguas ya que para ellas es necesario reconstruir la paleotopografía de la masa de hielo. En el caso del HualcaHualca, todas estas operaciones se llevaron a cabo en *Arcgis*, siguiendo los siguientes pasos:

**A. Fases glaciares antiguas:**

1. Visualización de las capas con la superficie reconstruida de los paleoglaciares.
2. Reconstrucción aproximada de la topografía de los paleoglaciares, deducida a partir de las curvas de nivel del mapa topográfico digital 1:100.000 (Instituto Geográfico Nacional de Perú).
3. Creación de una nueva capa con las bandas altitudinales del paleoglaciar, al intersectar su topografía reconstruida con la superficie del glaciar (Fig. 185).
4. Cálculo de la superficie de cada banda altitudinal. Todos los valores de las áreas obtenidos se ordenaron en la tabla de datos asociada.

**B. Fases glaciares recientes (posteriores a la Pequeña Edad del Hielo):**

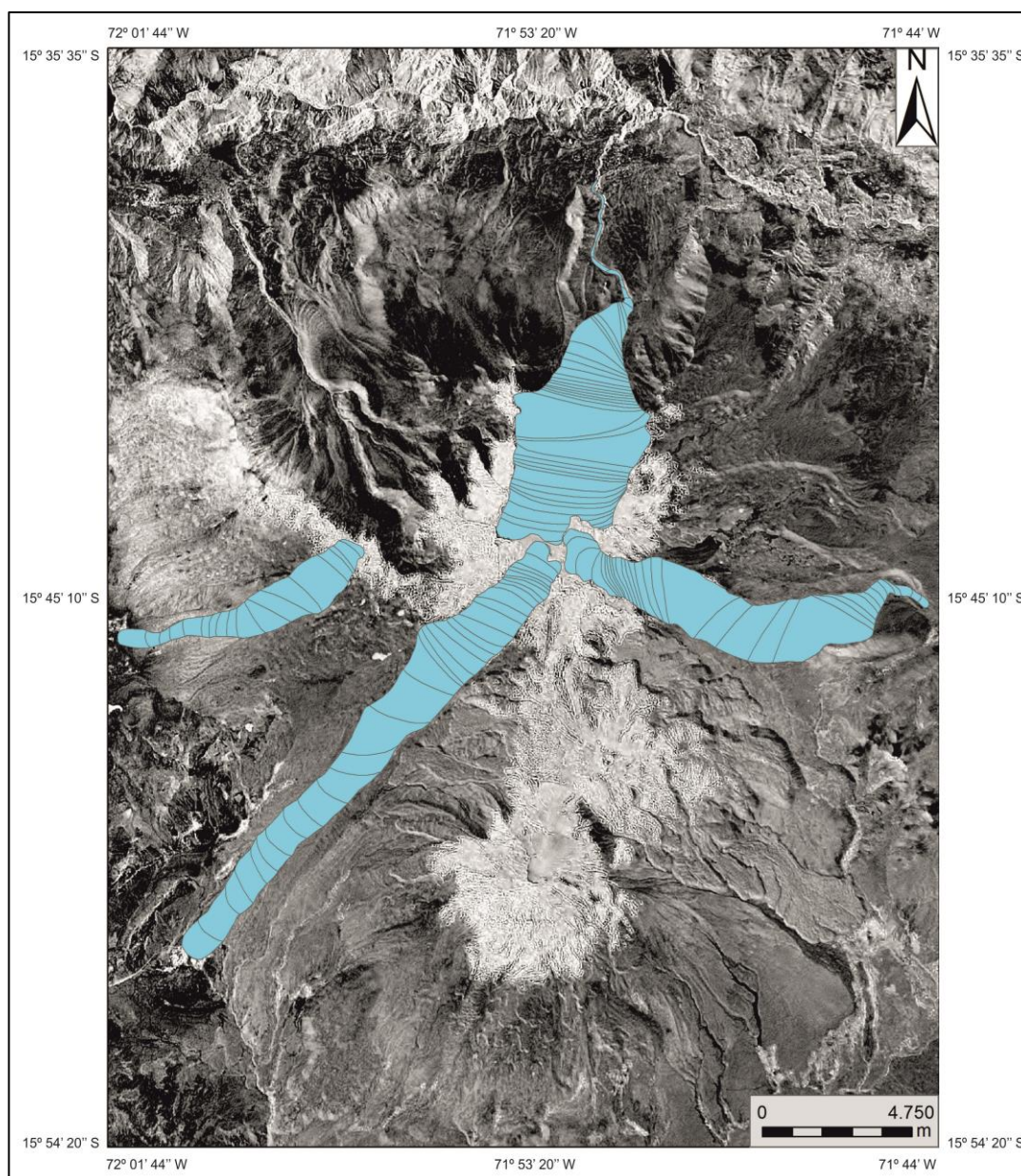
1. Visualización de las capas con la superficie de los glaciares y la topografía 1:100.000 (Instituto Geográfico Nacional de Perú).
2. Creación de una nueva capa con las bandas altitudinales del glaciar, al intersectar la topografía 1:100.000 con la superficie del glaciar.
3. Cálculo de la superficie de cada banda altitudinal mediante la herramienta Xtools de *Arcgis*. Los valores obtenidos fueron clasificados en la tabla asociada, junto a su intervalo altitudinal correspondiente.



En los pasos anteriores, la principal dificultad radicó en obtener las superficies de las bandas altitudinales, pues se combinan capas de líneas (topografía) y de polígonos (área del glaciar). Para resolver este problema, en Arcgis se siguió el siguiente procedimiento:

**A. Capas originales:**

- Capa de polígonos: *Superficialdelglaciar.shp*.
- Capa de líneas: *Topografía.shp*.



**Fig. 185.** Resultado de la reconstrucción en Arcgis de la paleotopografía de los glaciares de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca durante su máxima expansión (Imagen izquierda: Sombreado. NASA 2000, Landsat 7 – MRSID).

## **B. Esquema metodológico para obtener las bandas altitudinales:**

1. Importación y tratamiento de las capas. En *ARCMAP* se visualizaron las capas anteriores y se activó *ARCTOOLBOX*. En este módulo, se seleccionó la extensión *FEATURES TO LINE*, para transformar la capa de polígonos *Superficialdelglaciar.shp* en una capa de líneas: *Superficialdelglaciar\_FeatureToLine.shp*.
2. Combinación de varias capas de líneas. En primer lugar, se creó una nueva capa de líneas denominada *All\_glaciares.shp*. A continuación, en *DATA MANAGEMENT TOOLS / GENERAL / APPEND de ARCTOOLBOX* se introdujeron las capas *Superficialdelglaciar\_FeatureToLine.shp* y *Topografía.shp* mientras que en el output fue incluida la capa *All\_glaciares.shp*. Y al final de este proceso se seleccionó la opción *NO\_TEST*.
3. Generación de una Geodatabase. Se activó el *DATA MANAGEMENT TOOLS / WORKSPACE / CREATE PERSONAL GDB*, donde fue creado el archivo *Bandasaltitudinales.mdb*. Después, en *DATA MANAGEMENT TOOLS / WORKSPACE / CREATE FEATURE DATASET*, se incorporó la geodatabase a *Bandasaltitudinales.mdb*.
4. Transformación de las líneas en polígonos. En *DATA MANAGEMENT TOOLS / FEATURES / FEATURE TO POLYGON*, se importó la capa *all\_glaciares* y el resultado de ésta operación fue una nueva capa de polígonos, denominada *all\_glaciers\_bandasaltitudinales*, donde quedaron delimitadas las áreas de los intervalos altitudinales de la masa de hielo.

Después del proceso anterior, toda la información generada se exportó a *EXCEL* para poder gestionar los datos y calcular tanto el porcentaje de la superficie de cada banda altitudinal, respecto del área total del glaciar, como su porcentaje acumulado. Y a continuación, para determinar la LEG de forma definitiva, se creó un gráfico en cuyo eje de abscisas se situó el porcentaje acumulado y en el eje de ordenadas los valores de los intervalos altitudinales del glaciar. Como el ratio estipulado es 0,67, o sea, el 67% en términos de porcentaje acumulado, la LEG resultó de la intersección de la curva hipsográfica con el nivel del 67% del eje de las ordenadas.

#### 4.3.1.3. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG) mediante el Método Accumulation Area (AA).

El método *Accumulation Area* (AA), fue desarrollado por Kurowski (1891) en los glaciares de los Alpes, aunque su uso estuvo restringido, al no haber mapas topográficos en la mayoría de las áreas de montaña con glaciares (Osmaston, 2005). Ignorado durante 50 años, el método AA volvió a salir a la luz gracias a Osmaston (1965, 1975, 1989) y Sissons (1974, 1980), quienes lo utilizaron en sus estudios de los glaciares situados en el este de África y en los paleoglaciares del Lake District (Inglaterra), respectivamente.

La técnica AA considera que el balance de masa posee un gradiente lineal, es decir, un *Balance Ratio* (BR) constante que es igual a 1. Su cálculo se realiza de forma rápida y sencilla, a partir de la siguiente fórmula (Kaser y Osmaston, 2002):

$$LEG = \Sigma Z * A / \Sigma A$$

Dónde:

$\Sigma Z * A$ : sumatorio del producto de la altitud media de cada intervalo altitudinal por su área.

$\Sigma A$ : sumatorio de las áreas de las bandas altitudinales.

Pero antes de aplicar esta fórmula, se necesita la topografía y el área del glaciar para crear una capa con las bandas altitudinales, siguiendo el mismo protocolo que el desarrollado en el método AAR.

Cabe destacar que según Osmaston (2005), si se asume que la uniformidad es correcta, este método ofrece resultados más precisos que el THAR o el AAR, pero siempre que el glaciar no sea de valle.

#### 4.3.1.4. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG) mediante el Método Accumulation Area Balance Ratio (AABR).

El método *Accumulation Area Balance Ratio* (AABR), ideado por Osmaston (2005) para aplicarlo en los glaciares de las montañas del este de África, consiste en calcular estadísticamente el balance de masa de un conjunto de glaciares, pero en vez de utilizar un gradiente lineal, como en el método AA, se introducen diferentes valores de pendiente.

Furbish y Andrews (1984), ensayaron el método AABR en varias masas de hielo de Alaska y obtuvieron resultados muy precisos, con un rango de error de  $\pm 50$  m en algunos grupos de glaciares. De hecho, estos autores incluyeron el concepto BR, el cual deriva del cociente de los gradientes de equilibrio de las zonas de ablación y de acumulación (Ramage *et al.*, 2005).

Recientemente, Osmaston (2005), revisó esta técnica y propuso una nueva versión mejorada. Para facilitar su uso, Osmaston (2005) diseñó una hoja de cálculo *EXCEL* (Fig. 186), para obtener los valores de la LEG de forma automática, lo que constituye un gran avance, pues de forma manual este procedimiento resulta tedioso y consume mucho tiempo. A continuación se exponen con detalle sus indicaciones:

1. Fase I. Se introducen los datos de altitud, promedio del intervalo altitudinal, y el área de la banda altitudinal del glaciar en los campos C, D y E, respectivamente.
2. Fase II. En el campo F, se obtiene el valor resultante del producto del promedio de cada intervalo altitudinal por su área.
3. Fase III. En la columna G, se introducen los valores BR: 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 y 3,0. De cada uno de ellos se obtiene un valor de la LEG, que se corresponde con la primera cifra que aparece en la fila 27 (AABR ELA de otros BRs). Cabe subrayar que las LEG's estimadas por los métodos AA y AABR son análogas cuando BR = 1. Como referencia para detectar rápidamente cualquier error, Osmaston, (2005) incluyó en la hoja de cálculo un mecanismo que emite un mensaje. Éste aparece a la derecha de la cifra correspondiente a la LEG AA, y dice "Verdadero", cuando el cálculo es correcto, o "Falso" si existe algún fallo en el proceso.
4. Fase IV. En una tabla resumen asociada a la hoja de cálculo principal aparecen los valores de la LEG obtenidos de cada valor BR correspondientes a diferentes valles y para una misma fase glaciar. Después, el sistema calcula los promedios y desviaciones típicas de cada BR, seleccionando la altitud media del valor BR que posee una menor desviación típica. Por este motivo, dicho valor es la LEG más probable, al ser un valor estadísticamente representativo de todas las masas de hielo.
5. Fase V. Cuando en un sector de una montaña hay varios valles glaciares independientes, el método AABR tiene la capacidad de estimar la LEG media de

todo ese conjunto también mediante el cálculo de sus promedios y desviaciones típicas. Del mismo modo que en la fase IV, la LEG media final es aquella cuyo valor BR posee una menor desviación típica.

Table 2  
The main part of an AABR spreadsheet showing a set of test data in undefined units of measurement

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
1	Glacier number or name	Contour vertical interval (VI)	Contours incl. all crossing glacier	Mean belt altitude	Contour belt area	Mean altitude × Area	Balance Ratio (BR)	ELA trial contour (1)	Belt area × Alt above trial contour (1)	Area × Alt × Balance Ratio for contour(1)	ELA trial contour (2)	Belt area × Alt above trial contour(2)	Area × Alt × BR for contour (2)	ELA trial contour (3)
2	Check	100.0	0	50		0	2.0	500	0	0	600	0	0	700
3	Model 2		100	150		0			0	0		0	0	
4			200	250	10	2500			-2500	-5000		-3000	-7000	
5			300	350	20	7000			-3000	-6000		-5000	-10000	
6			400	450	30	13500			-1500	-3000		-4500	-9000	
7			500	550	40	22000			2000	2000		-2000	-4000	
8			600	650	50	32500			7500	7500		2500	2500	
9			700	750	30	22500			7500	7500		4500	4500	
10			800	850	10	8500			3500	3500		2500	2500	
11			900	950		0			0	0		0	0	
12			1000	1050		0			0	0		0	0	
13			1100	1150		0			0	0		0	0	
14			1200	1250		0			0	0		0	0	
15			1300	1350		0			0	0		0	0	
16			1400	1450		0			0	0		0	0	
17			1500	1550		0			0	0		0	0	
18			1600	1650		0			0	0		0	0	
19			1700	1750		0			0	0		0	0	
20			1800	1850		0			0	0		0	0	
21			1900	1950		0			0	0		0	0	
22														
23	Totals				190	108500			13500	6500		-5500	-20500	
24														
25	AA ELA (median alt × area, shortcut method assumes BR = 1) =					571	CHECK	TRUE						
26	AABR ELA for BR = 1, first figure in this row (interpolated between contours) =											571		
27	AABR ELA for other BRs, first figure in this row (interpolated between contours) =												524	
28														
29														
30														
31														
32														
33														

A trial ELA of 500 has been applied and a Balance Ratio of 2.0. The internal check indicates that the programme is working correctly, displaying 'TRUE' and yielding two identical ELA estimates by long- and short-cut methods of 571 assuming BR = 1, and a third estimate of 524 for BR = 2. The full table extends to column AK, repeating columns K, L, M for successive values of trial ELA, until the columns AI, AJ and AK are reached for trial number 10.

**Fig. 186.** Tabla Excel elaborada por Osmaston (2005), en la que se muestra el procedimiento completo para estimar la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG), mediante el método *Accumulation Area Balance Ratio* (AABR).

Por último, si en la vertiente de una montaña hay más de un valle glaciar, el sistema ideado por Osmaston (2005) tiene la capacidad de estimar la LEG de dicho sector al cuantificar los promedios y las desviaciones típicas de todos los valles implicados. Del mismo modo que en la fase IV, la LEG media final es aquella que tiene una menor desviación típica.

#### 4.3.1.5. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y las Paleotemperaturas.

La depresión de la Línea de Equilibrio de los Glaciares (LEG), es el indicador más importante para reconstruir con fiabilidad las condiciones paleoambientales de un territorio y detectar posibles cambios climáticos en la actualidad (Kaser y Osmaston, 2002). Su valor se obtiene al calcular la diferencia aritmética de altitud entre la LEG actual más elevada y las de las fases glaciares más antiguas (Fox y Bloom, 1994; Klein *et al.*, 1999).



En el HualcaHualca, las diferencias de las LEG's obtenidas por los métodos THAR, AAR, AA y AABR, en los 4 valles estudiados, se relacionaron con el gradiente térmico vertical: 6,5° C / 1 km.

Este procedimiento se traduce matemáticamente en la siguiente fórmula:

$$\Delta PT = GTV * \Delta LEG$$

**Dónde:**

**$\Delta PT$ :** Depresión de la temperatura o la paleotemperatura (°C).

**$GTV$ :** Gradiente Térmico Vertical del aire (6,5°C/ 1 Km).

**$\Delta LEG$ :** Depresión de la LEG o la paleo-LEG (msnm).

El gradiente 6,5° C / 1 km se eligió porque Klein *et al.* (1999), basándose en el modelo de circulación general atmosférica (GEOS-1) del sistema de observación global *Goddard* (GAO), sugirieron que esa relación es la más apropiada para los Andes centrales áridos. Además, este modelo indica que dicho gradiente durante la última glaciación no experimentó cambios significativos en el trópico (Rind y Peteet, 1985).

De esta forma, a partir de la depresión de la LEG se estimaron las paleotemperaturas y se desarrolló un modelo evolutivo paleoclimático, extrapolable al resto del Complejo, desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG) hasta la actualidad (año 2000). Esta reconstrucción fue comparada con los datos disponibles de otras áreas de los Andes centrales, y se evaluó si la depresión de la LEG y la paleotemperatura del Último Gran Avance Glaciar así como las de otras fases glaciares del HualcaHualca se correlacionan con los valores establecidos a escala global.

#### 4.3.2. Resultados.

A continuación, se exponen los valores de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG), que derivan de la aplicación de los métodos *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), *Accumulation Area Ratio* (AAR), *Area Altitude* (AA) y *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR), en los glaciares de los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca.

#### *4.3.2.1. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el Método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).*

##### *- Valle de Huayuray.*

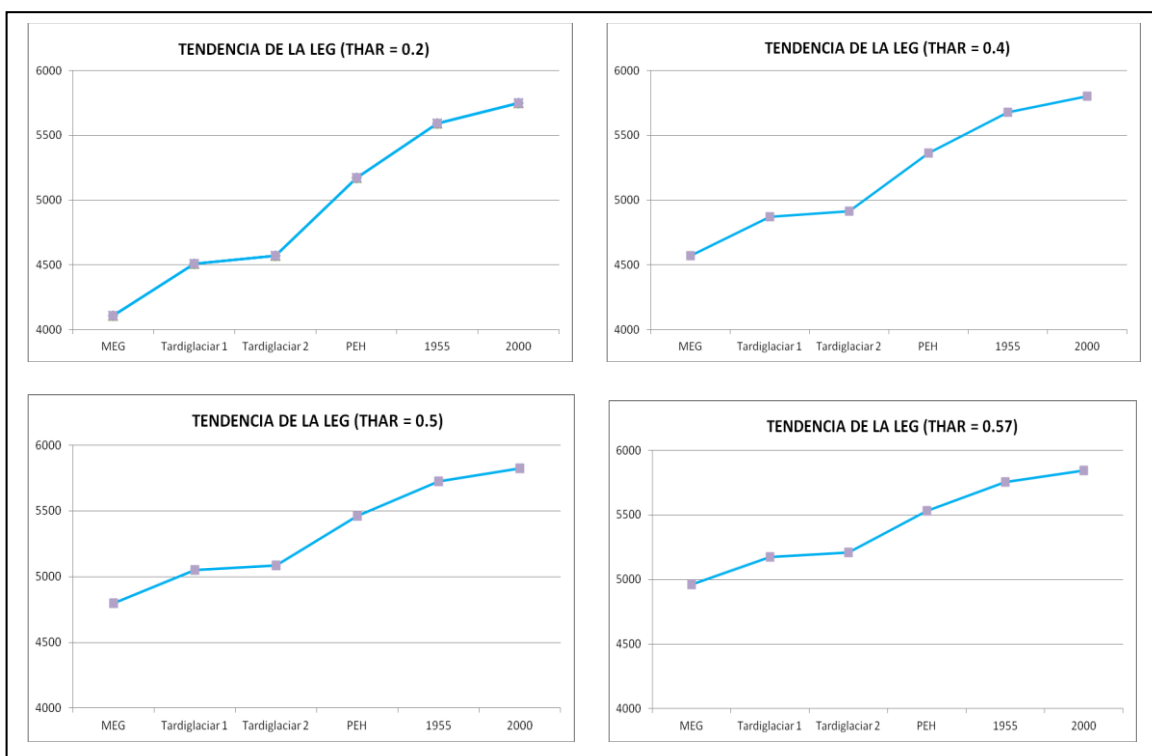
Los resultados obtenidos mediante el método THAR indican que la paleo-LEG del glaciar de Huayuray (Fig. 187) se situó entre los  $\sim 4.110$  msnm y  $\sim 4.960$  msnm durante su última gran expansión (MEG). Asimismo, los datos reflejan que, desde esa posición, la paleo-LEG tendió a elevarse aunque con un ritmo irregular, al alternarse fases glaciares en las cuales permaneció relativamente estable a una altitud y estadios donde se vio sometida a cambios drásticos.

Así, en el Tardiglaciar Huayuray 1, la paleo-LEG se estableció entre los  $\sim 4.510$  y  $\sim 5.175$  msnm, una posición  $\sim 400 - 215$  m más elevada que la del MEG. Después, en el Tardiglaciar Huayuray 2 volvió a situarse en esas cotas, por lo que durante las dos fases Tardiglaciares no existieron cambios relevantes en el balance de masa del glaciar. En la Pequeña Edad del Hielo, la LEG se emplazó a  $\sim 5.170 - 5.530$  msnm, unas cotas que son entre  $\sim 600$  y  $\sim 320$  m más altas que las de los estadios Tardiglaciares Huayuray 1 y 2. Este cambio resulta significativo porque es el salto altitudinal de mayores proporciones de todos los que se han registrado en la LEG de Huayuray.

En 1955, la LEG se situó a  $\sim 5590 - 5755$  msnm. Estas altitudes son de  $\sim 420$  a  $\sim 225$  m más altas que las de la PEH, y en relación con el tiempo transcurrido se considera que de entre todas las variaciones establecidas entre las fases glaciares identificadas, éste es el ascenso más abrupto que ha experimentado la LEG de la masa de hielo de Huayuray. Sin embargo, a pesar de su magnitud no fue el último ascenso de la LEG, pues se estima que en el año 2000 ésta se situó a  $\sim 5.750 - 5.840$  msnm, elevándose de  $\sim 85$  a  $\sim 160$  m respecto a 1955.

Si se suman todos los ascensos registrados en la LEG a partir de la PEH, resulta que se ha producido un salto altitudinal de  $\sim 505 - 385$  m. Esta magnitud casi es proporcional al salto altitudinal que hubo entre los estadios Tardiglaciar Huayuray 2 y la PEH, lo que indica que la tendencia a elevarse de la LEG se ha acelerado en las fases recientes.

Fase Glaciar	Alt. Cabecera (msnm)	Frente Glaciar (msnm)	THAR (0.2)	THAR (0.4)	THAR (0.5)	THAR (0.57)
MEG	5950	3650	4110	4570	4800	4961
Tardiglaciar 1	5950	4150	4510	4870	5050	5176
Tardiglaciar 2	5950	4225	4570	4915	5087.5	5208.25
PEH	5950	4975	5170	5365	5462.5	5530.75
1955	5950	5500	5590	5680	5725	5756.5
2000	5950	5700	5750	5800	5825	5842.5

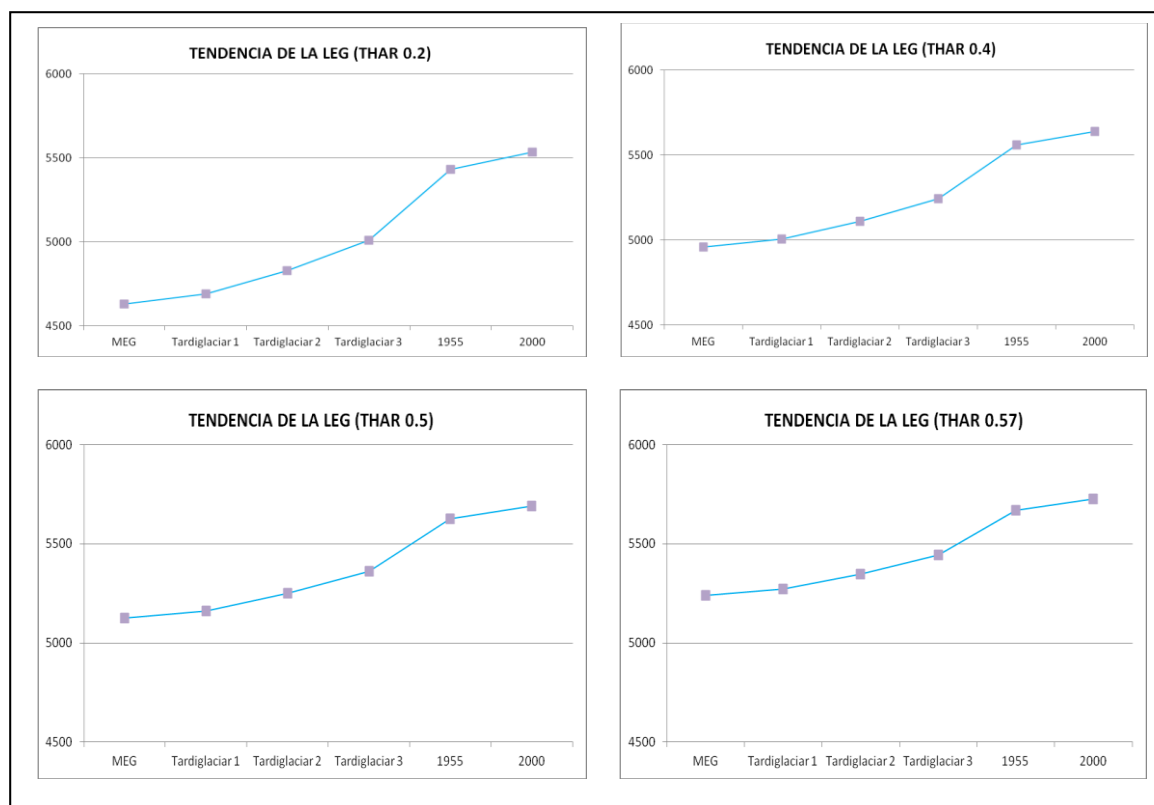


**Fig. 187.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Huayuray según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), aplicando los ratios: 0.2, 0.4, 0.5 y 0.57.

#### - Valle de Pujro Huayjo.

Durante Máxima Extensión Glaciar (MEG), la paleo-LEG del glaciar de Pujro Huayjo se localizó a una altitud mínima de ~ 4.630 msnm y máxima de ~ 5.240 msnm. Estos valores altitudinales son semejantes a los del Tardiglaciar Pujro 1, lo que indica que la magnitud del enfriamiento climático fue similar en ambos estadios. Después, ya en el Tardiglaciar Pujro 2, la paleo-LEG se localizó a ~ 4.830 – 5.350 msnm, una posición entre ~ 140 y ~ 80 m más alta que la del Tardiglaciar Pujro 1. Y en el Tardiglaciar Pujro 3 estuvo emplazada a ~ 5.010 – 5.445 msnm, elevándose ~ 180 a ~ 95 m respecto al intervalo altitudinal del Tardiglaciar Pujro 2 (Fig. 188).

Fase Glaciár	Cabecera GLaciár (Acg)	Frente Glaciár (Afg)	THAR (0.2)	THAR (0.4)	THAR (0.50)	THAR (0.57)
MEG	5950	4300	4630	4960	5125	5240.5
Tardiglaciár 1	5950	4375	4690	5005	5162.5	5272.75
Tardiglaciár 2	5950	4550	4830	5110	5250	5348
Tardiglaciár 3	5950	4775	5010	5245	5362.5	5444.75
1955	5950	5300	5430	5560	5625	5670.5
2000	5950	5430	5534	5638	5690	5726.4



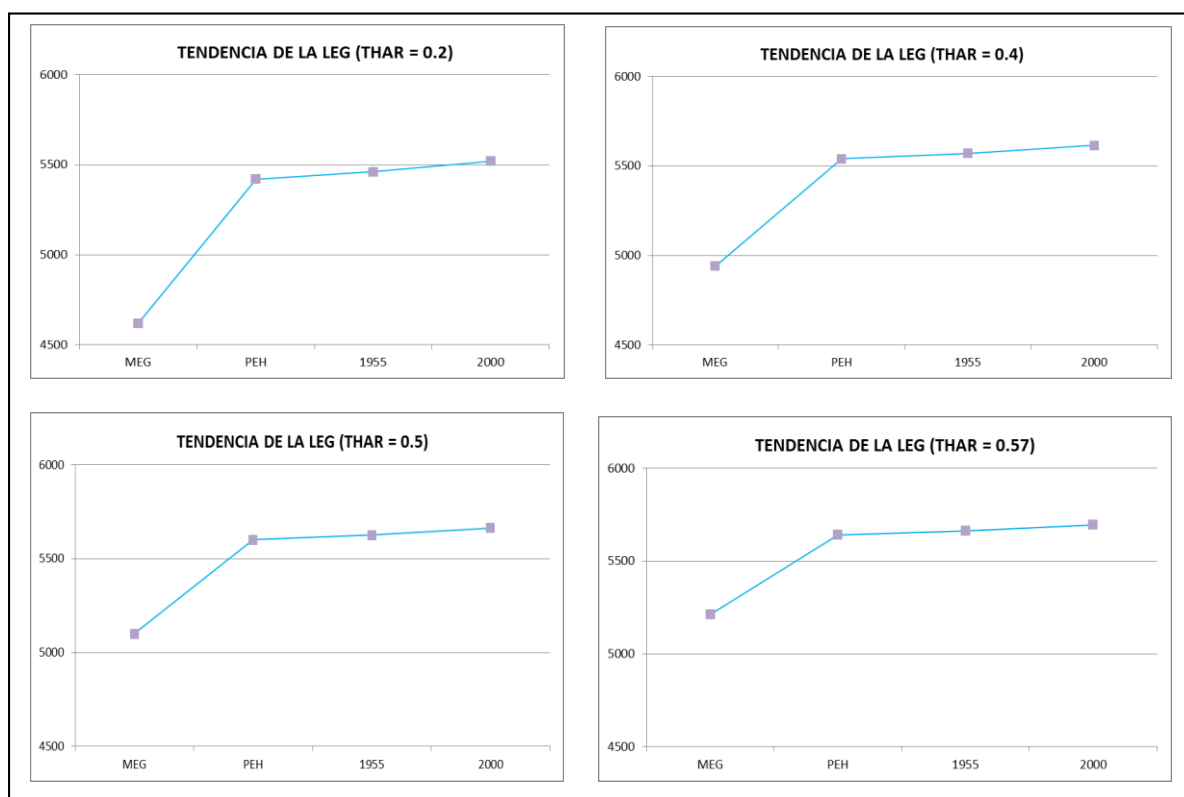
**Fig. 188.** Tendencia de la Línea de Equilibrio Glaciár (LEG) en el valle de Pujro Huayjo según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), aplicando los ratios: 0.2, 0.4, 0.5 y 0.57.

Pero durante las fases más recientes se detectan cambios más drásticos, ya que la LEG se estableció en cotas todavía más elevadas. Se estima que en el año 1955 se localizó a una altitud mínima de ~ 5.430 y máxima de ~ 5670 msnm, situándose ~ 420 a ~ 225 m por encima del intervalo altitudinal del Tardiglaciár Pujro 3. Este ascenso redujo notablemente el área de acumulación del glaciár, así que la ablación pasó a ser el proceso principal del balance de masa. Cuarenta y cuatro años después (año 2000), la LEG se emplazó entre los ~ 5.535 y ~ 5725 msnm, elevándose ~ 105 m y ~ 55 m respecto a 1955, así que la ablación fue todavía mayor en el año 2000 que en 1955.

- Valle de Mollebaya.

Durante el Máxima Extensión Glaciar (MEG), la paleo-LEG del glaciar de Mollebaya descendió hasta un mínimo que oscila entre  $\sim 4.620$  y  $\sim 5.210$  msnm. Desde entonces, la paleo-LEG siempre se situó en cotas cada vez más altas (Fig. 189).

Fase Glaciar	Cabecera Glaciar (Aeg)	Frete Glaciar (Afg)	THAR (0.2)	THAR (0.4)	THAR (0.5)	THAR (0.57)
MEG	5900	4300	4620	4940	5100	5212
PEH	5900	5300	5420	5540	5600	5642
1955	5900	5350	5460	5570	5625	5663.5
2000	5900	5425	5520	5615	5662.5	5695.75



**Fig. 189.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mollebaya entre Máxima Extensión Glaciar (MEG) y el año 2000. Se aplica el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), y los ratios que se introducen son: 0.2, 0.4, 0.5 y 0.57.

Esta tendencia se manifiesta claramente al comparar su posición durante el MEG y en la Pequeña Edad del Hielo (PEH), pues se estima que su altitud ascendió entre ambos estadios de  $\sim 800$  a  $\sim 430$  m, hasta los  $\sim 5.420 - 5.640$  msnm.

En las fases recientes, la LEG experimentó más cambios aunque no fueron tan drásticos como el anterior. En 1955, se estableció entre los  $\sim 5.460$  y  $\sim 5.665$  msnm, elevándose de  $\sim 40$  a  $\sim 20$  m respecto al nivel altitudinal que tuvo en la PEH. Y en el año 2000, se

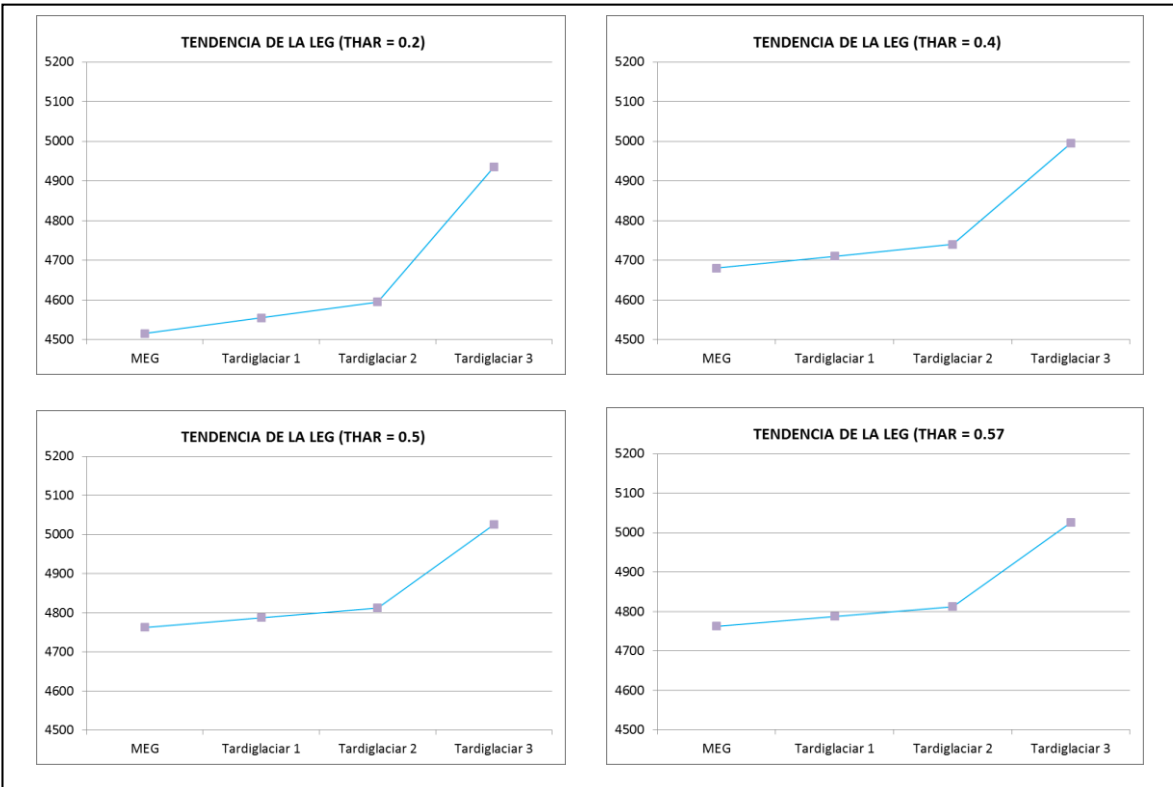


emplazó a 5.520 y 5.695 msnm. Esta localización es entre ~ 60 y ~ 35 m más alta que la del año 1955.

- Valle de Mucurca.

En el valle de Mucurca, se calcula que la paleo-LEG descendió hasta los ~ 4.515 - 4.820 msnm durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Este intervalo altitudinal se asemeja al de las fases post-glaciares identificadas como Tardiglaciario Mucurca 1 y Mucurca 2, así que el balance de masa del glaciar durante esos dos estadios llegó a ser casi tan positivo como en el MEG (Fig. 190).

Fase Glaciar	Cabecera Glaciar (Acg)	Frete del Glaciar (Afg)	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	5175	4350	4515	4680	4762.5	4820.25
Tardiglaciario 1	5175	4400	4555	4710	4787.5	4841.75
Tardiglaciario 2	5175	4450	4595	4740	4812.5	4863.25
Tardiglaciario 3	5175	4875	4935	4995	5025	5046



**Fig. 190.** Tendencia de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mucurca entre la Máxima Extensión del Glaciar (MEG) y el Tardiglaciario Mucurca 3. Se aplica el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), introduciendo los ratios: 0.2, 0.4, 0.5 y 0.57.

En el Tardiglaciario Mucurca 3, se calcula que la paleo-LEG se situó a ~ 4.935 - 5.045 msnm. Esta posición es entre ~ 340 y ~ 185 m más elevada que la del Tardiglaciario

Mucurca 2, lo que indica que, respecto a esa fase, la ablación aumentó frente a la acumulación.

Después, se deduce que la LEG debió continuar ascendiendo de forma drástica a cotas mucho más altas, al no haber más evidencias geomorfológicas de actividad glaciaria tras el Tardiglaciario Mucurca 3. Por este motivo, la ablación debió aumentar hasta convertirse en el proceso dominante. Lo más probable es que su continuidad en el tiempo haya producido continuas pérdidas en la masa de hielo hasta provocar su total desaparición.

*4.3.2.2. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio glaciario (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el Método Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR).*

- *Valle de Huayuray.*

En el valle de Huayuray, la mayor depresión de la LEG se produjo durante Máxima Extensión Glaciaria (MEG). Se estima que durante el periodo álgido de esta fase glaciaria, la LEG descendió de ~ 1.480 a ~ 795 m, en consonancia con un enfriamiento climático que, según los cálculos realizados, fue de ~ 9,5° a ~ 5° C.

En las demás fases, incluida la PEH, las reconstrucciones establecidas también derivan en descensos significativos de la LEG, aunque sus magnitudes fueron inferiores a la del MEG. De ellas, la más importante se corresponde con el Tardiglaciario Huayuray 1, con valores que quedan comprendidos entre ~1.240 y ~ 580 m. Se calcula que una disminución de la LEG de esta envergadura estuvo relacionado con un declive de las temperaturas del orden de ~ 8° a ~ 4° C.

Sin embargo, en las fases más recientes (1955 y 2000) se produjeron variaciones positivas de la LEG. Se estima que en el año 2000, su posición se elevó de ~ 160 a ~ 85 m como consecuencia de un ascenso térmico máximo de ~ 1° y mínimo de ~ 0,6° C (Fig. 191 y 192).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-1480	-1110	-925	-795.5
Tardiglaciar 1	-1240	-810	-675	-580.5
Tardiglaciar 2	-1220	-765	-637.5	-548.25
PEH	-420	-315	-262.5	-225.75
1955	0	0	0	0
2000	160	120	100	86

**Fig. 191.** Depresiones de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Huayuray según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.50	THAR = 0.57
MEG	-9.62	-7.215	-6.0125	-5.17075
Tardiglaciar 1	-8.06	-5.265	-4.3875	-3.77325
Tardiglaciar 2	-7.93	-4.9725	-4.14375	-3.563625
PEH	-2.73	-2.0475	-1.70625	-1.467375
1955	0	0	0	0
2000	1.04	0.78	0.65	0.559

**Fig. 192.** Reconstrucción de la variación de la temperatura en el valle de Huayuray según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

- *Valle de Pujro Huayjo.*

Se calcula que la diferencia de altitud de la LEG entre la Máxima Extensión Glaciar (MEG) y 1955 fue de ~ 800 a ~ 430 m, que se asocia a un declive de las temperaturas del orden de ~ 5,0° a ~ 3,0° C. Posteriormente, una serie de cambios climáticos volvieron a ocasionar nuevas depresiones significativas de la LEG. De todas ellas, la más drástica se produjo en el Tardiglaciar Pujro 1, estimándose que tanto su magnitud como el descenso de la temperatura tuvieron una entidad similar a la del MEG (Fig. 193 y 194).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-800	-600	-500	-430
Tardiglaciar 1	-740	-555	-462.5	-397.75
Tardiglaciar 2	-600	-450	-375	-322.5
Tardiglaciar 3	-420	-315	-262.5	-225.75
1955	0	0	0	0
2000	104	78	65	55.9

**Fig. 193.** Depresiones de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Pujro Huayjo según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

Sin embargo, la LEG muestra un comportamiento diferente en las fases recientes. Los datos correspondientes al año 2000 reflejan que su posición ascendió de ~ 100 a ~ 55 m respecto a 1955, como respuesta a un calentamiento ambiental cuya intensidad fluctúa entre ~ 0,7° y ~ 0,35° C.

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-5.2	-3.9	-3.25	-2.795
Tardiglaciar 1	-4.81	-3.6075	-3.00625	-2.585375
Tardiglaciar 2	-3.9	-2.925	-2.4375	-2.09625
Tardiglaciar 3	-2.73	-2.0475	-1.70625	-1.467375
1955	0	0	0	0
2000	0.676	0.507	0.4225	0.36335

**Fig. 194.** Reconstrucción de la variación de la temperatura en el valle de Pujro Huayjo según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

- *Valle de Mollebaya.*

En la última gran expansión del glaciar de Mollebaya, se estima que la depresión de la paleo-LEG fue de ~ 840 a ~ 450 m, debido a un enfriamiento climático que osciló entre ~ 5,5° y ~ 3° C. Desde entonces, la LEG solamente registró otro descenso, asociado a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), de ~ 40 a ~ 20 m como consecuencia de una reducción de las temperaturas de entre ~ 0,25° y ~ 0,15° C. Y en el año 2000, sin embargo, su posición es entre ~ 60 y ~ 30 m más elevada que en 1955. Esta variación positiva se relaciona con un calentamiento climático de ~ 0,4° a ~ 0,2° C (Fig. 195 y 196).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-840	-630	-525	-451.5
PEH	-40	-30	-25	-21.5
1955	0	0	0	0
2000	60	45	37.5	32.25

**Fig. 195.** Depresiones de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) del glaciar de Mollebaya según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-5.46	-4.095	-3.4125	-2.93475
PEH	-0.26	-0.195	-0.1625	-0.13975
1955	0	0	0	0
2000	0.39	0.2925	0.24375	0.209625

**Fig. 196.** Reconstrucción de la variación de la temperatura en el valle de Mollebaya según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

- *Valle de Mucurca.*

En el valle de Mucurca, se estima que la LEG descendió entre ~ 420 y ~ 225 m durante el apogeo de la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Un descenso de esa magnitud implica que en ese periodo la paleotemperatura fue entre ~ 2,5° y ~ 1,5° C inferior que la del Tardiglaciar Mucurca 3. Esta fase glaciar es la más reciente del valle de Mucurca, por lo que se toma de referencia para realizar todos los cálculos de depresión y paleotemperatura.

En las fases Tardiglaciares, se registraron depresiones de la LEG similares a la del MEG, lo que indica que durante esos episodios también existieron unas condiciones ambientales frías y húmedas favorables para la expansión del glaciar. Sin embargo, la ausencia de indicios de actividad glaciar desde el Tardiglaciar 3 apunta a que el calentamiento del clima elevó la LEG rápidamente a cotas superiores. En este contexto, el glaciar sufrió pérdidas drásticas continuas y se extinguió probablemente antes de que se produjera la Pequeña Edad del Hielo (PEH) (Fig. 197 y 198).

Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.5	THAR = 0.57
MEG	-420	-315	-262.5	-225.75
Tardiglaciar 1	-380	-285	-237.5	-204.25
Tardiglaciar 2	-340	-255	-212.5	-182.75
Tardiglaciar 3	0	0	0	0

**Fig. 197.** Reconstrucción de la variación de la temperatura del glaciar de Mucurca según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).



Fase Glaciar	THAR = 0.2	THAR = 0.4	THAR = 0.55	THAR = 0.57
MEG	-2.73	-2.0475	-1.70625	-1.467375
Tardiglacial 1	-2.47	-1.8525	-1.54375	-1.327625
Tardiglacial 2	-2.21	-1.6575	-1.38125	-1.187875
Tardiglacial 3	0	0	0	0

**Fig. 198.** Reconstrucción de la variación de la temperatura en el valle de Mucurca según el método *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR).

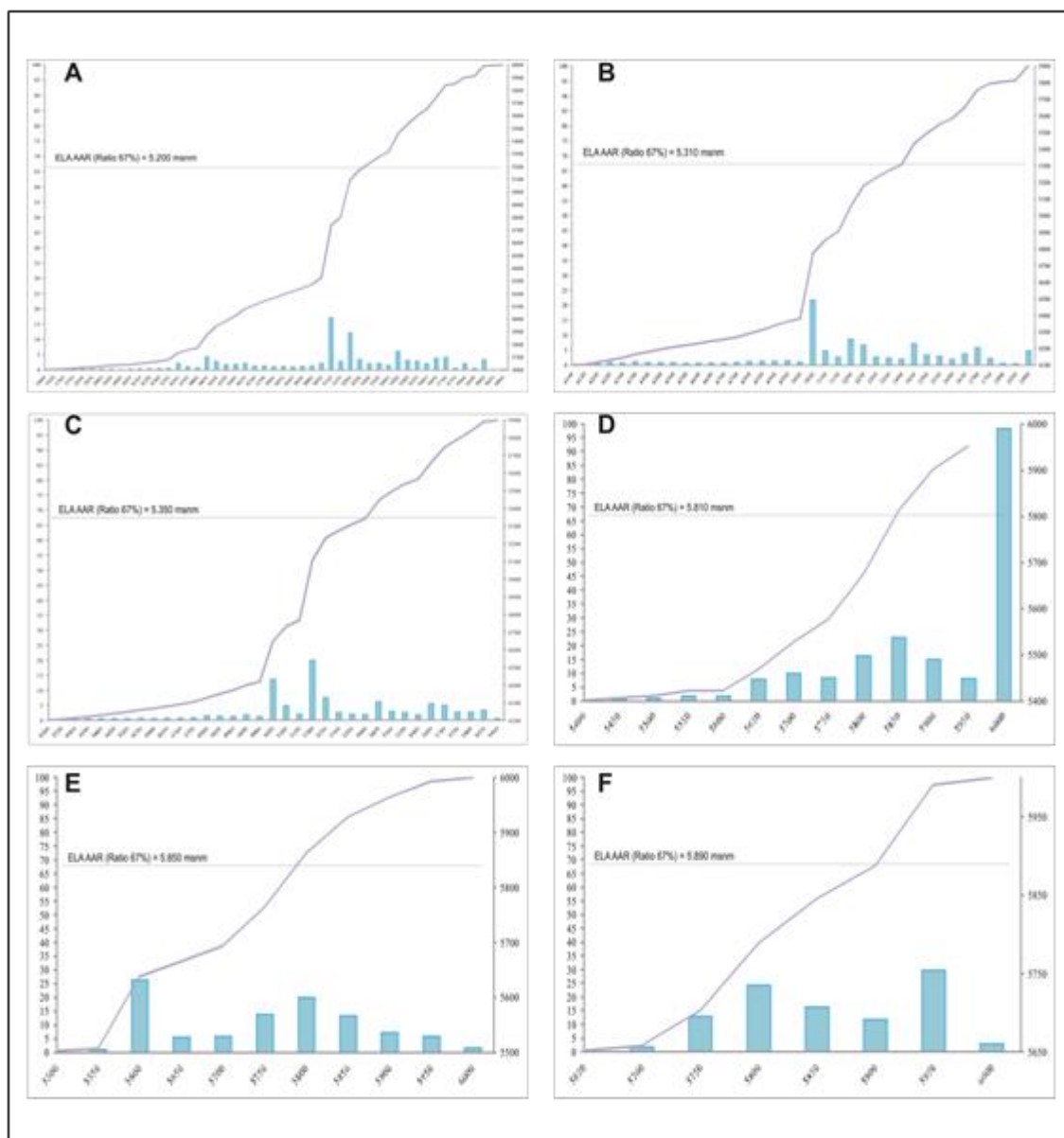
#### 4.3.2.3. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el Método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

##### - Valle de Huayuray.

Según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR), la paleo-LEG del glaciar de Huayuray se localizó a ~ 5.200 msnm durante su última gran expansión. En las fases Tardiglaciares Huayuray 1 y 2, su posición ascendió ligeramente respecto a ese nivel altitudinal, estableciéndose a ~ 5.310 msnm y ~ 5.350 msnm, respectivamente. Este comportamiento indica que el clima durante estos dos estadios fue casi igual de frío y húmedo que en el MEG.

Sin embargo, la LEG recientemente ha estado sometida a cambios notables. En la Pequeña Edad del Hielo (PEH), su altitud se situó a ~ 5.810 msnm, elevándose ~ 460 m respecto al Tardiglacial Huayuray 2. Después, en los años 1955 y 2000 se localizó a ~ 5.850 y ~ 5890 msnm, respectivamente. De la PEH al año 2000 hay una diferencia altitudinal acumulada de la LEG de ~ 80 m, es decir, que la magnitud del ascenso entre las fases recientes es 6 veces más bajo que el que se produjo entre las fases Tardiglacial Huayuray 2 y la PEH. (Fig. 199).

Fase Glaciar	LEG AAR (Ratio 0.67)
MEG	5200
Tardiglacial 1	5310
Tardiglacial 2	5350
PEH	5810
1955	5850
2000	5890



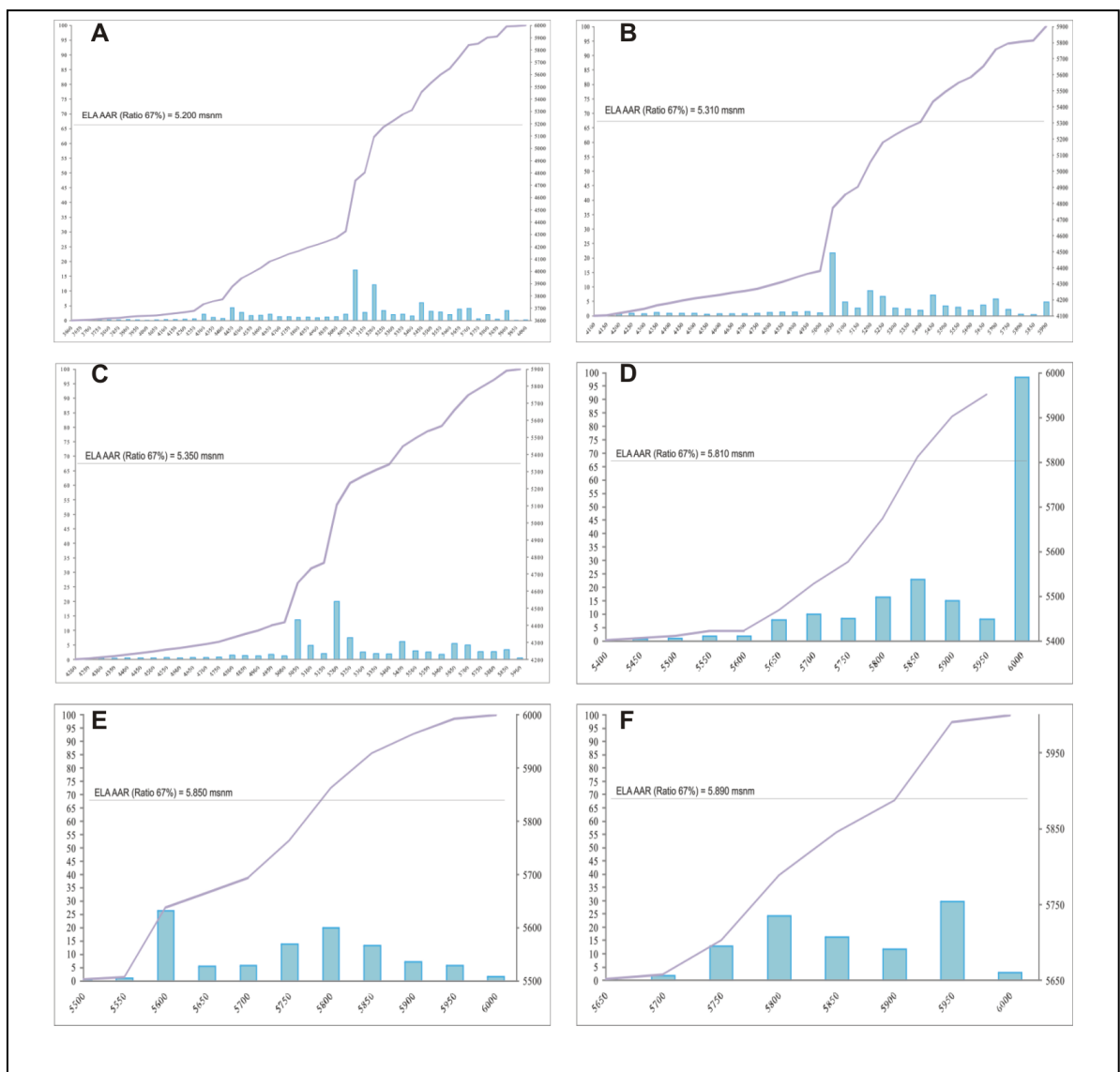
**Fig. 199.** Tendencia de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Huayuray según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR). A. Máxima Extensión Glaciar (MEG). B. Tardiglacial 1. C. Tardiglacial 2. D. Pequeña Edad del Hielo (PEH). E. Año 1955. F. Año 2000.

- *Valle de Pujro Huayjo.*

Según los resultados obtenidos a partir del método AAR, la LEG del glaciar de Pujro Huayjo se situó a ~ 5.390 msnm. Desde esta posición, la paleo-LEG ascendió ~ 10, ~ 60 y ~ 100 m en las 3 fases Tardiglaciares. En cambio durante 1955, la LEG se emplazó a ~ 5.725 msnm, una cota ~ 235 m más alta que la del Tardiglacial Pujro 3. Sin embargo, esta no fue la última variación reciente de la LEG. En el año 2000, se situó a ~ 5.780 msnm, así

que se elevó ~ 55 m respecto a 1955. Al analizar la evolución de la LEG en las últimas 3 fases, se desprende que el salto altitudinal entre el Tardiglacial Pujro 3 y 1955 fue 4 veces más elevado que el del año 1955 al 2000 (Fig. 200).

Fase Glaciar	LEG AAR (Ratio 0.67)
MEG	5390
Tardiglacial 1	5400
Tardiglacial 2	5450
Tardiglacial 3	5490
1955	5725
2000	5780

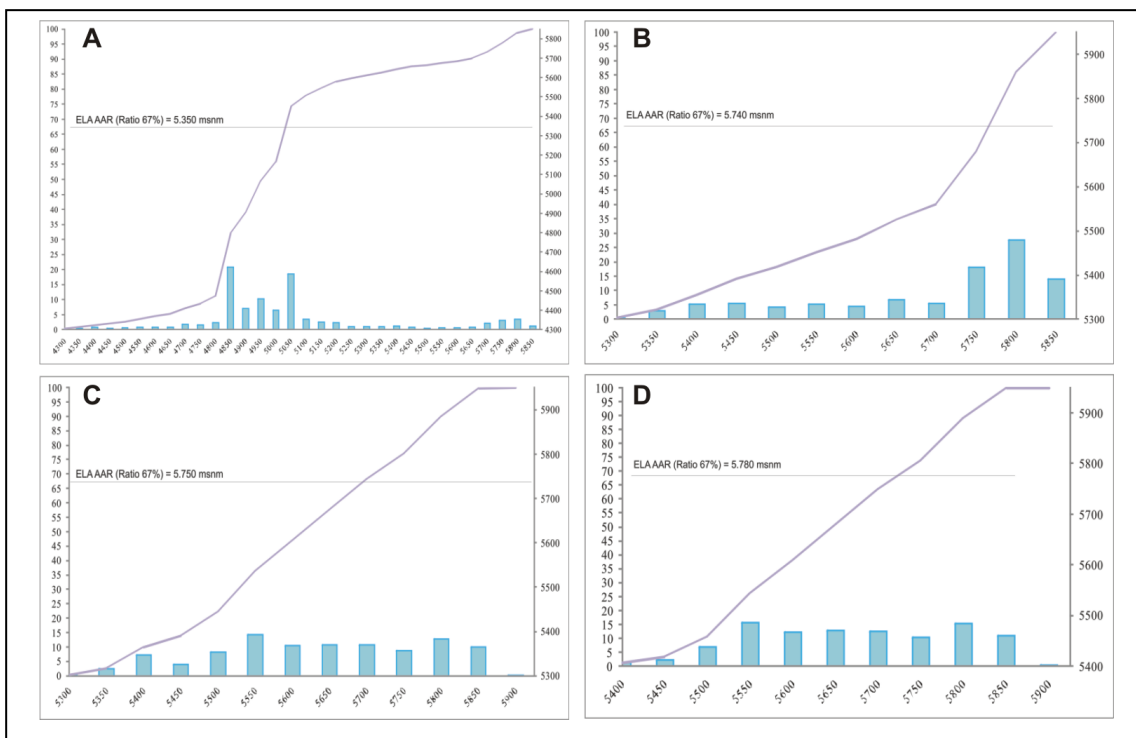


**Fig. 200.** Tendencia de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Pujro Huayjo. A. Máxima Extensión Glaciar (MEG). B. Tardiglacial 1. C. Tardiglacial 2. D. Tardiglacial 3. E. Año 1955. F. Año 2000.

- *Valle de Mollebaya.*

En el caso del valle de Mollebaya, la paleo-LEG del glaciar descendió a ~ 5.350 msnm durante la última gran expansión. Pero los datos indican que su posición, en las fases posteriores, se situó cada vez a mayor altitud. Así, se estima que tanto en la Pequeña Edad del Hielo (PEH) como en 1955, la LEG se estableció a ~ 5.750 msnm, una cota ~ 400 m más elevada que la del MEG, mientras que cuatro décadas después (año 2000) se calcula que estuvo ~ 30 m por encima del nivel altitudinal de 1955, es decir, a ~ 5.780 msnm. En proporción, este ascenso es aproximadamente 13 veces menor que el que se produjo entre el MEG y la PEH (Fig. 201).

Fase Glaciar	LEG AAR (Ratio 0.67)
MEG	5350
PEH	5740
1955	5750
2000	5780

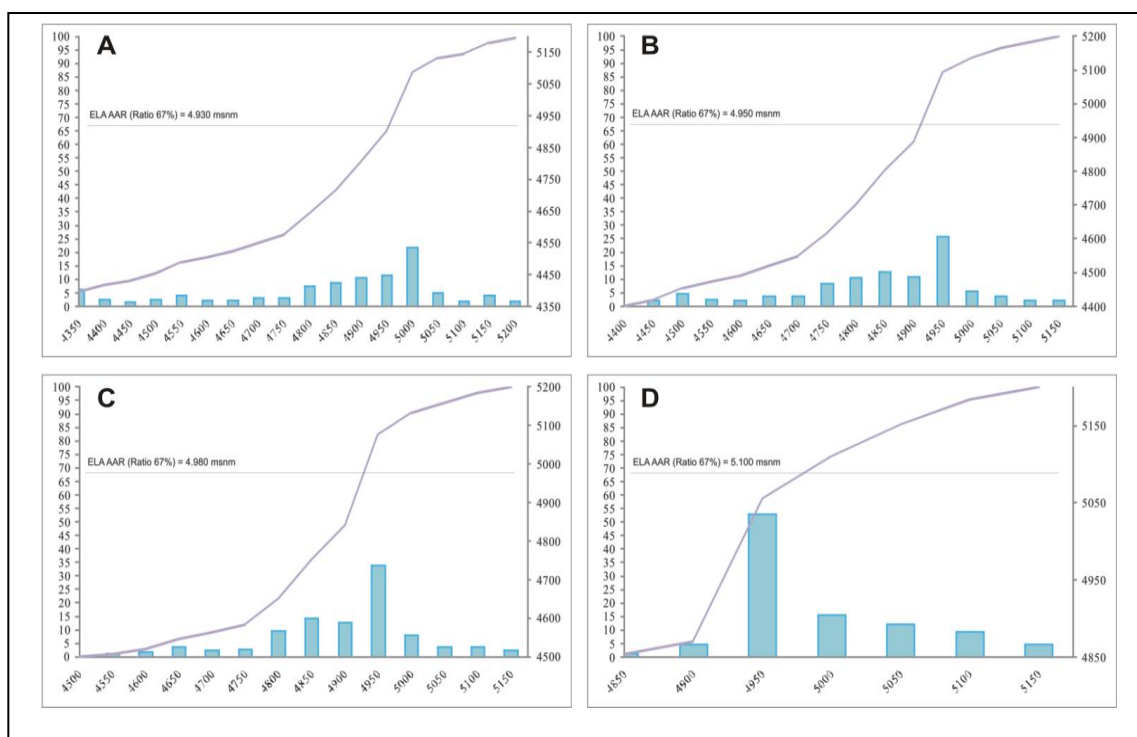


**Fig. 201.** Dinámica de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mollebaya según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR). A. Máxima Extensión Glaciar (MEG). B. Pequeña Edad del Hielo (PEH). C. Año 1955. D. Año 2000.

- *Valle de Mucurca.*

Según los valores que derivan del método AAR, la paleo-LEG de Mucurca se localizó a ~ 4.930 msnm en el Máxima Extensión Glaciar (MEG). Y desde ese nivel altitudinal se elevó ~ 20 y ~ 50 en las fases Tardiglaciares Mucurca 1 y 2. La última referencia que se tiene de la paleo-LEG de Mucurca se corresponde con el Tardiglaciar Mucurca 3, fase en la que se situó a ~ 5.100 msnm. Entre esta altitud y la del Tardiglaciar Mucurca 2, se calcula que existen ~ 120 m de diferencia. Posteriormente, lo más probable es que desde el estadio Tardiglaciar Mucurca 3 volviera a elevarse, pero esta vez de forma abrupta y que esa pauta condujese a la masa de hielo a su desaparición (Fig. 202).

Fase Glaciar	LEG AAR (Ratio 0.67)
MEG	4930
Tardiglaciar 1	4950
Tardiglaciar 2	4980
Tardiglaciar 3	5100



**Fig. 202.** Dinámica de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mucurca, según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR). A. Máxima Extensión Glaciar (MEG). B. Tardiglaciar Mucurca 1. C. Tardiglaciar Mucurca 2. D. Tardiglaciar Mucurca 3.



4.3.2.4. *Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante Método Accumulation Area Ratio (AAR).*

- *Valle de Huayuray.*

Los cálculos realizados en el valle de Huayuray indican que la depresión de la LEG fue de ~ 650 m entre Máxima Extensión Glaciar (MEG) y 1955. Se estima que un desplome de la LEG de estas características fue causado por un descenso térmico de ~ 4° C, aunque éste enfriamiento climático no ha sido el único relevante; se calcula que en las fases Tardiglaciares Huayuray 1 y 2, se produjeron descensos térmicos de ~ 3,5° C a ~ 3° C, que deprimieron la paleo-LEG entre ~ 540 y ~ 500 m.

Sin embargo, el último declive de la LEG, asociado a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), fue muy poco significativo. Se estima que, en esa fase, la temperatura disminuyó ~ 0,25° C y que la LEG reaccionó con un descenso de ~ 40 m. Una respuesta de la misma proporción pero inversa a la anterior sucedió entre los años 1955 y 2000. Resulta que entre estas dos fechas, la LEG se elevó ~ 40 m, debido a los efectos de un calentamiento del clima de ~ 0,25° C (Fig. 203).

Fase Glaciar	Depresión LEG (m)	Variación térmica (°C)
MEG	-650	-4.2
Tardiglaciar 1	-540	-3.5
Tardiglaciar 2	-500	-3.2
PEH	-40	-0.25
1955	0	0
2000	40	0.25

**Fig. 203.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Huayuray según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

- *Valle de Pujro Huayjo.*

Las estimaciones realizadas en el valle de Pujro Huayjo sugieren que la paleo-LEG del glaciar durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG) descendió ~ 335 m por debajo del nivel de 1955. Un valor de depresión de esa magnitud indica que la paleotemperatura se

redujo  $\sim 2^{\circ}\text{C}$ . Estas condiciones ambientales volvieron a repetirse en el Tardiglacial Pujro 1, aunque a partir del Tardiglacial Pujro 2 se observa, dada la menor depresión de la LEG, que los cambios climáticos fueron cada vez menos severos. De hecho, la diferencia de la LEG entre 1955 y el 2000, resulta ser un valor positivo ( $\sim 55\text{ m}$ ), o sea, que entre ambas fechas se ha producido un calentamiento del clima de  $\sim 0,35^{\circ}\text{C}$  (Fig. 204).

Fase Glaciar	Depresión LEG (m)	Variación térmica ( $^{\circ}\text{C}$ )
MEG	-335	-2.2
Tardiglacial 1	-325	-2.1
Tardiglacial 2	-275	-1.8
Tardiglacial 3	-235	-1.5
1955	0	0
2000	55	0.35

**Fig. 204.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Pujro Huayjo según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

- *Valle de Mollebaya.*

En el valle de Mollebaya, la depresión de la LEG fue de  $\sim 400\text{ m}$  cuando el glaciar alcanzó su última máxima expansión. Se calcula que este descenso estuvo asociado a una disminución térmica de  $\sim 2,5^{\circ}\text{C}$ . Estos valores difieren significativamente de los que se alcanzaron durante el último periodo frío registrado en Mollebaya, la Pequeña Edad del Hielo (PEH), cuya depresión fue de  $\sim 10\text{ m}$  y equivale a un enfriamiento de aproximadamente una décima de grado (Fig. 205).

Fase Glaciar	Depresión LEG (m)	Variación térmica ( $^{\circ}\text{C}$ )
MEG	-400	-2.5
PEH	-10	-0.07
1955	0	0
2000	30	0.2

**Fig. 205.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Mollebaya según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

Sin embargo, los datos muestran que la LEG en vez de descender comenzó a escalar posiciones en las fases más recientes. De esta forma, se calcula que la diferencia de la LEG entre 1955 y 2000 deriva en un valor positivo ( $\sim 30$  m), lo que apunta a un ascenso de las temperaturas de  $\sim 0,2^\circ$  C.

- *Valle de Mucurca.*

Los valores de depresión de la LEG del valle de Huayuray, incluido la de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), reflejan que los declives térmicos fueron de escasa entidad. Así, al tomar de referencia la altitud de la LEG del Tardiglacial Mucurca 3 por ser el último en producirse, se estima que ésta descendió  $\sim 170$  m en el MEG, lo que se traduce en un enfriamiento del clima de  $\sim 1,0^\circ$  C. Y las reconstrucciones efectuadas para los estadios Tardiglaciares Mucurca 1 y 2, muestran que la LEG volvió a bajar casi hasta el mismo nivel que en el MEG, por lo que se estima que los descensos térmicos en esos periodos tuvieron una magnitud similar que en esa fase (Fig. 206).

<b>Fase Glaciar</b>	<b>Depresión LEG (m)</b>	<b>Variación térmica (<math>^\circ</math>C)</b>
MEG	-170	-1.1
Tardiglacial 1	-150	-1
Tardiglacial 2	-120	-0.8
Tardiglacial 3	0	0

**Fig. 206.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Mucurca según el método *Accumulation Area Ratio* (AAR).

4.3.2.5. *Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area (AA).*

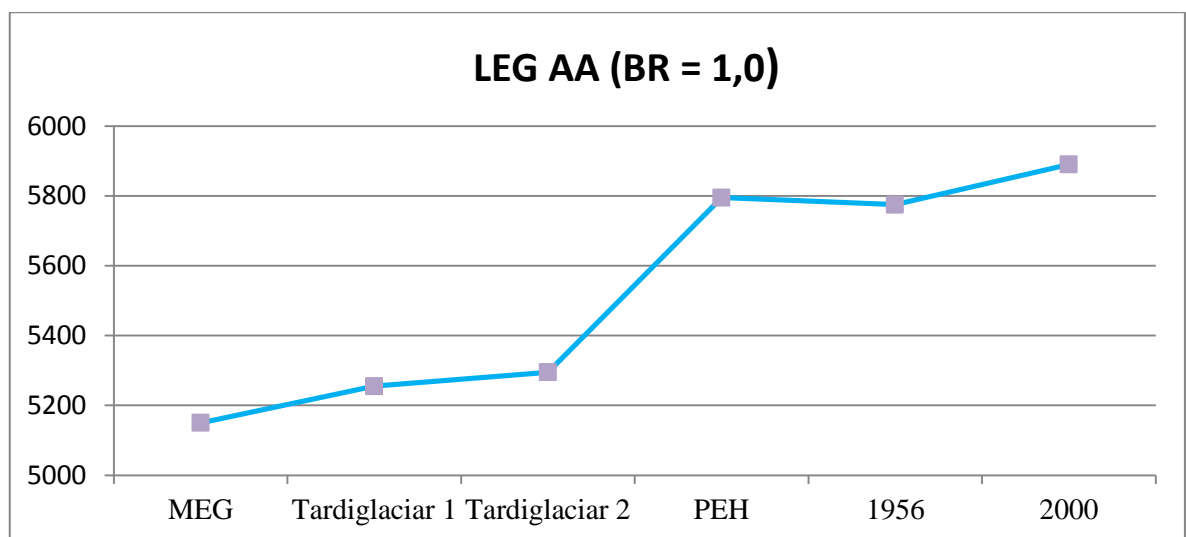
- *Valle de Huayuray.*

La evolución de la LEG del glaciar del valle de Huayuray ha sido positiva a partir de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), pues desde que en ese periodo se emplazó a  $\sim 5.150$  msnm, en todas las fases diferenciadas se ha emplazado en cotas cada vez más elevadas. No obstante, a pesar de esta tendencia se observan periodos en los que la paleo-LEG apenas mostró variaciones significativas respecto al MEG, como sucedió en los estadios

Tardiglaciares Huayuray 1 y 2. Este comportamiento indica que el balance de masa en esas fases fue similar al de la última gran expansión glaciaria lo que permitió al flujo de hielo avanzar casi hasta la posición que alcanzó en el MEG (Fig. 207).

Tras estas fases de relativa estabilidad, la LEG sufrió un cambio drástico en su posición. Tuvo lugar entre el Tardiglaciario Huayuray 2 y la Pequeña Edad del Hielo (PEH) y se estima que ascendió ~ 500 m, hasta los ~ 5.800 msnm. En las fases recientes, la LEG continuó en torno a esta cota, aunque existe una anomalía en el valor altitudinal de 1955 ya que su valor es ligeramente inferior al de la PEH.

Fase Glaciario	LEG AA (BR = 1,0)
MEG	5150
Tardiglaciario 1	5255
Tardiglaciario 2	5295
PEH	5795
1955	5775
2000	5890



**Fig. 207.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciario (LEG) en el valle de Huayuray, según el método *Area Altitude* (AA).

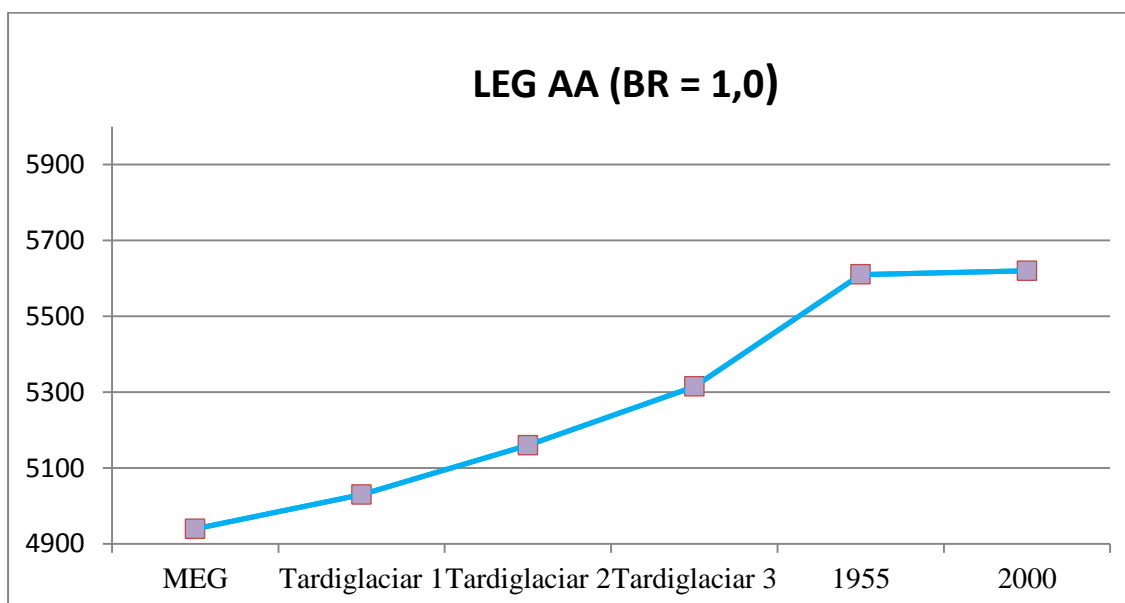
Pero dado que tan solo hay una diferencia altitudinal de ~ 20 m, lo más probable es que el valor de la LEG de 1955 sea más fiable y que el de la PEH se haya sobreestimado ligeramente. La razón radica en que se utilizó la topografía actual para obtener la hipsometría del glaciario de 1955 mientras que para calcular la de la PEH tuvo que

reconstruirse la paleotopografía del paleoglaciario. Por este motivo, únicamente puede conocerse la evolución reciente de la LEG al comparar estas 2 fases con el año 2000, apreciándose que su posición volvió a elevarse ~ 100 m hasta ~ 5.890 msnm.

- *Valle de Pujro Huayjo.*

Los resultados de la LEG del glaciario de Pujro Huayjo, obtenidos tras aplicar el método AA, sugieren que ésta se situó a ~ 4.940 msnm durante su última gran expansión (MEG). Sin embargo, en el Tardiglaciario Pujro 1 se situó a ~ 5.030, así que se elevó 90 m respecto al UGALG. Además, se estima que su posición ascendió ~ 130 m del Tardiglaciario 1 al 2, mientras que del Tardiglaciario 2 al 3 efectuó otro salto altitudinal proporcional al anterior (~ 155 m) (Fig. 208).

Fase Glaciario	LEG AA (BR = 1,0)
MEG	4940
Tardiglaciario 1	5030
Tardiglaciario 2	5160
Tardiglaciario 3	5315
1955	5610
2000	5620



**Fig. 208.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciario (LEG) en el valle de Pujro Huayjo, según el método *Area Altitude* (AA).

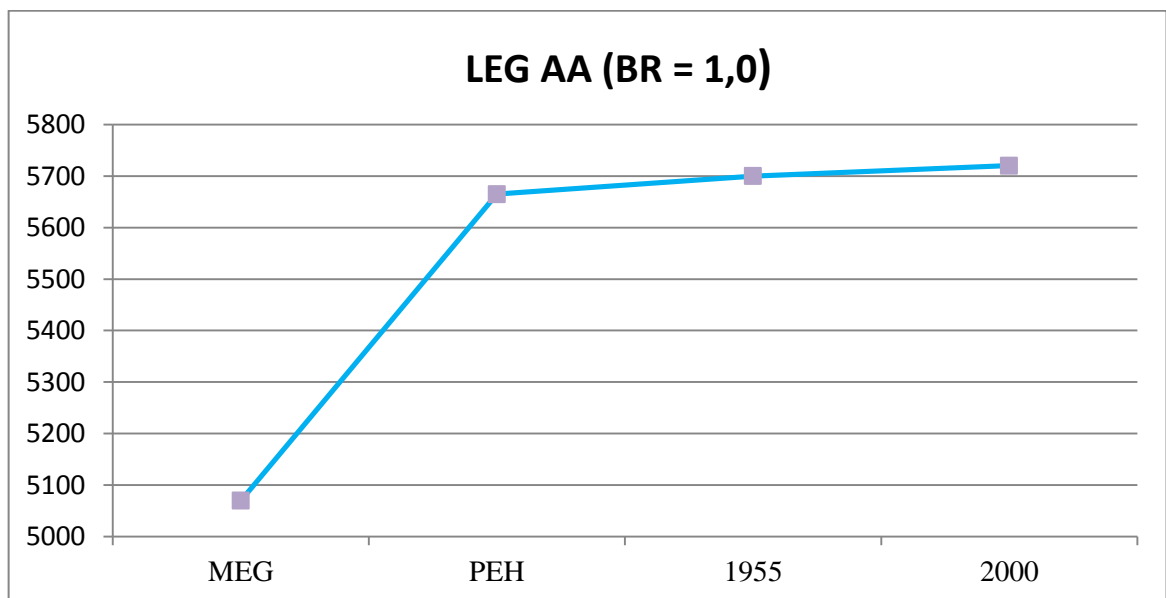


Recientemente, tanto en 1955 como en el año 2000, se localizó a ~ 5.610 msnm, una cota ~ 295 m más alta que la del Tardiglaciario Pujro 3. Esta dinámica refleja que el área de acumulación del glaciar se ha reducido progresivamente desde que alcanzó su mayor extensión en el MEG.

- *Valle de Mollebaya.*

Durante su última gran expansión (MEG), la paleo-LEG del glaciar del Mollebaya descendió hasta los ~ 5.070 msnm. En las fases posteriores que se han diferenciado, los valores de la LEG evidencian que el glaciar entró en una dinámica muy negativa. Así, en la Pequeña Edad del Hielo (PEH), la LEG se situó a ~ 5.665 msnm, de tal forma que la diferencia entre esta fase y el MEG es de ~ 595 m (Fig. 209).

Fase Glaciar	LEG AA (BR = 1,0)
MEG	5070
PEH	5665
1955	5700
2000	5720



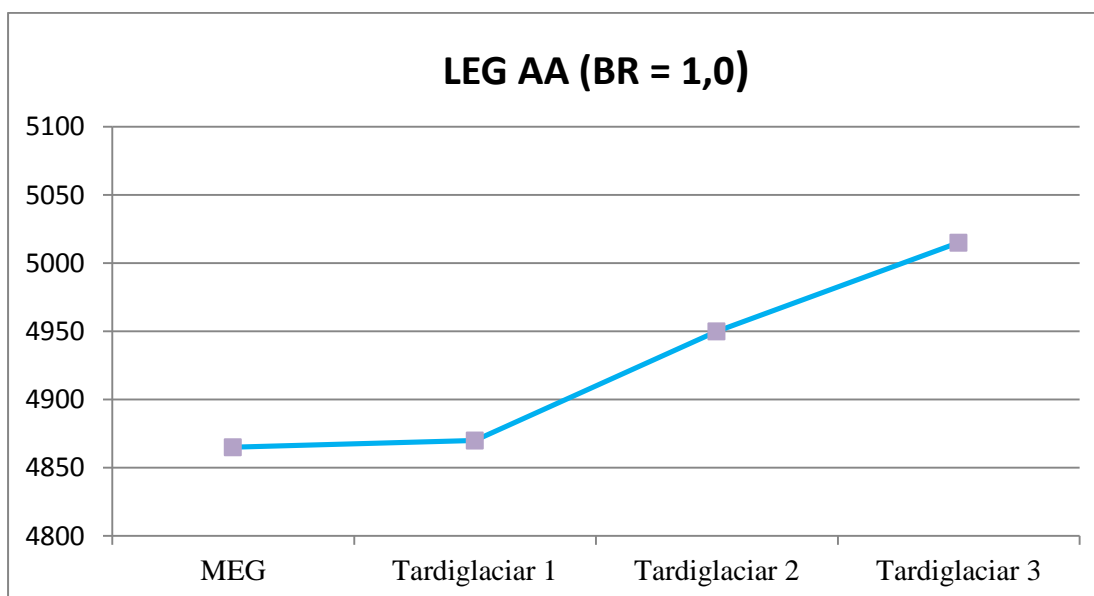
**Fig. 209.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mollebaya, según el método *Area Altitude* (AA).

Sin embargo en las fases recientes no se han registrado variaciones significativas en la LEG. En el año 1955, se emplazó a 5.700 msnm, una posición ~ 35 m más elevada que la de la PEH. Y en el año 2000, se estima que se localizó a ~ 20 m por encima del nivel altitudinal de 1955. Este dato indica que en los años 1955 y 2000, el glaciar de Mollebaya ha estado en equilibrio con el clima.

- *Valle de Mucurca.*

En el valle de Mucurca, los datos resultantes de aplicar el método AA muestran que la paleo-LEG se emplazó ~ 4.865 msnm tanto en el MEG como en Tardiglacial Mucurca 1. En cambio, del Tardiglacial Mucurca 1 al Tardiglacial Mucurca 2 se produjo un ascenso de ~ 80 m así como otra elevación de ~ 65 m entre los Tardiglaciares Mucurca 2 y 3. Después, no se han encontrado más fases glaciares así que su posición debió elevarse drásticamente. Esta situación, favorable para un deshielo masivo, debió ser la causa de la desaparición del glaciar (Fig. 210).

Fase Glaciar	LEG AA (BR = 1,0)
MEG	4865
Tardiglacial 1	4870
Tardiglacial 2	4950
Tardiglacial 3	5015



**Fig. 210.** Evolución de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) en el valle de Mucurca, según el método *Area Altitude* (AA).

4.3.2.6. *Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método Accumulation Area (AA).*

- *Valle de Huayuray.*

En el valle de Huayuray, según los datos derivados del método AA, la mayor depresión de la LEG se produjo en el Máxima Extensión Glaciar (MEG). Se estima que, respecto a 1955, su valor fue de ~ 625 m debido a un desplome de la temperatura de ~ 4° C. También hubo variaciones significativas de la LEG en las dos fases Tardiglaciares. En la más antigua (Tardiglaciar Huayuray 1), se calcula que su altitud bajó ~ 520 m, mientras que en la más reciente (Tardiglaciar Huayuray 2) descendió ~ 480 m, a causa, en ambos casos, de un enfriamiento climático de ~ 3° C.

Por el contrario, en la Pequeña Edad del Hielo (PEH), en vez de descender la LEG se elevó ~ 20 m. Este comportamiento, inverso al de los otros valles, se considera que es una anomalía asociada a la reconstrucción de la paleotopografía del paleoglaciar de la PEH. También es importante señalar que entre los años 1955 y 2000, la LEG experimentó un notable ascenso. Su altitud se incrementó ~ 115 m, lo que representa, según los cálculos establecidos con el gradiente térmico vertical de 6,5° / km, que la temperatura subió ~ 0,75° C entre las 2 fechas (Fig. 211).

<b>Fase Glaciar</b>	<b>LEG AA (BR = 1,0)</b>	<b>Depresión LEG (m)</b>	<b>Variación térmica (°C)</b>
MEG	5150	-625	-4.0625
Tardiglaciar 1	5255	-520	-3.38
Tardiglaciar 2	5295	-480	-3.12
PEH	5795	20	0.13
1955	5775	0	0
2000	5890	115	0.7475

**Fig. 211.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Huayuray según el método *Area Altitude* (AA).

- *Valle de Pujro Huayjo.*

En el caso del valle de Pujro Huayjo, se estima que la LEG se desplomó ~ 670 m durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Se calcula que este descenso equivale a un enfriamiento ambiental de ~ 4,3° C. Asimismo, se produjeron colapsos de la LEG en las

fases Tardiglaciares, aunque ninguno de ellos tuvo las proporciones del MEG. De ellos, el más relevante tuvo lugar en el Tardiglacial Pujro 1. Su magnitud alcanzó los ~ 580 m, debido a un declive de la temperatura de ~ 4° C. Sin embargo, a partir de 1955 ya no hay más variaciones negativas de la LEG, y su tendencia se invierte. La variación de la LEG entre 1955 y el 2000 resulta positiva y la causa se atribuye a un aumento de las temperaturas de casi una décima de grado (Fig. 212).

Fase Glaciar	LEG AA (BR = 1,0)	Depresión LEG (m)	Variación térmica (°C)
MEG	4940	-670	-4.355
Tardiglacial 1	5030	-580	-3.77
Tardiglacial 2	5160	-450	-2.925
Tardiglacial 3	5315	-295	-1.9175
1955	5610	0	0
2000	5620	10	0.065

**Fig. 212.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Pujro Huayjo según el método *Area Altitude* (AA).

- *Valle de Mollebaya.*

Se estima, a partir de las reconstrucciones de la LEG realizadas con el método AA, que su depresión fue de ~ 630 m durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Un colapso de la LEG con esa profundidad se relaciona con un declive de la temperatura de ~ 4,1° C. Asimismo, en la Pequeña Edad del Hielo (PEH) se produjo otro descenso de la LEG pero de menor magnitud que el anterior, ya que se calcula que ésta tan solo descendió ~ 35 m, de acuerdo con una bajada térmica de ~ 0,2° C. Por el contrario, la variación de la LEG pasó a ser positiva del año 1955 al 2000, pues su posición se elevó ligeramente (~ 20 m), lo que implica que la temperatura se incrementó ~ 0,1° C en esos 44 años (Fig. 213).

Fase Glaciar	LEG AA (BR = 1,0)	Depresión LEG (m)	Variación Térmica (°C)
MEG	5070	-630	-4.095
PEH	5665	-35	-0.2275
1955	5700	0	0
2000	5720	20	0.13

**Fig. 213.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Mollebaya según el método *Area Altitude* (AA).

- *Valle de Mucurca.*

En el glaciar de Mollebaya solo se han reconstruido las variaciones antiguas de la LEG, porque el glaciar desapareció tras la fase glaciar identificada como Tardiglacial Mucurca 3. Al tomar como referencia el nivel altitudinal de la LEG de ese estadio, los valores resultantes reflejan que la depresión fue de ~ 150 m tanto en Máxima Extensión Glaciar (MEG) como en la fase Tardiglacial 1.

Y de acuerdo con el gradiente vertical introducido ( $6,5^{\circ}\text{C} / 1\text{ km}$ ), estos valores indican que la temperatura disminuyó ~  $1^{\circ}\text{C}$  en ambas fases. Sin embargo, la diferencia de la LEG fue más reducida entre el Tardiglacial 2 y el Tardiglacial 3, pues se estima que su altitud descendió ~ 65 m como consecuencia de un enfriamiento climático de ~  $0,4^{\circ}\text{C}$  (Fig. 214).

Fase Glaciar	LEG AA (BR = 1,0)	Depresión ELA (m)	Variación térmica ( $^{\circ}\text{C}$ )
MEG	4865	-150	-0.975
Tardiglacial 1	4870	-145	-0.9425
Tardiglacial 2	4950	-65	-0.4225
Tardiglacial 3	5015	0	0

**Fig. 214.** Reconstrucción de la depresión y de la variación de la temperatura en el valle de Mucurca según el método *Area Altitude* (AA).

*4.3.2.7. Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante el método Accumulation Area Balance Ratio (AABR).*

Los valores de la LEG que se exponen a continuación resultan de la aplicación del método AABR. Sin embargo, como esta técnica requiere que existan varias lenguas glaciares en cada valle, para poder calcular el promedio y la desviación típica, y en el HualcaHualca solo hay una por valle, se ha introducido una variante que consiste en calcular la LEG general AABR de cada fase glaciar en el conjunto de los 4 valles.

A modo de control para determinar si esta modificación del método AABR que se plantea es correcta, en la discusión se establecerán comparaciones con los datos extraídos a través de las técnicas *Terminus Headwall Altitude Ratio* (THAR), *Accumulation Area Ratio* (AAR) y *Area Altitude* (AA). De esta forma, se deducirá si los resultados son consistentes. Además, su desarrollo, a modo de proceso experimental, constituye una aportación cuya intención es mejorar el método.



Si los datos del HualcaHualca son satisfactorios, será posible que en el futuro se puedan desarrollar estudios de la LEG con el método AABR en aquellos sectores de la cordillera Andina donde existen o existieron en el pasado aparatos glaciares aislados, para así poder incrementar la cantidad de información paleoclimática de este territorio.

Según las consideraciones anteriores, se estima que la paleo-LEG se situó a  $\sim 5,000$  msnm ( $BR = 1$ ) durante Máxima Extensión Glaciar (MEG) en el HualcaHualca. Después, en la fase Tardiglaciar 1 se emplazó a  $5.050$  msnm ( $BR = 1$ ), elevándose  $\sim 50$  m respecto al nivel altitudinal del MEG. De este ligero cambio se deduce que las condiciones ambientales del MEG y el Tardiglaciar 1 fueron análogas, y que en los glaciares del HualcaHualca predominó la acumulación frente a la ablación.

Los valores AABR indican que la paleo-LEG en el HualcaHualca continuó en cotas más bajas que las actuales tanto en el Tardiglaciar 2 como en el Tardiglaciar 3, localizándose a  $\sim 5.140$  msnm ( $BR = 1,5$ ) y  $\sim 5.165$  msnm ( $BR = 1$ ), respectivamente. Sin embargo, su comportamiento fue más dinámico a partir del Tardiglaciar 3.

En la Pequeña Edad del Hielo (PEH), la LEG se emplazó a  $\sim 5.730$  msnm, produciéndose un salto altitudinal de  $\sim 565$  m en relación con el Tardiglaciar 3. Este cambio supuso el paso de fases, en las que el balance de masa era positivo y en relativo equilibrio con el clima, a otras con una elevada tasa de deglaciación que se asocia a un calentamiento climático progresivo y significativo.

Desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH), los datos evidencian un ligero ascenso, estimado en  $\sim 40$  m, que es la diferencia altitudinal que existe entre la LEG del año 2000 ( $\sim 5.770$  msnm;  $BR = 3$ ) y 1955 ( $\sim 5.685$  msnm;  $BR = 2.0$ ). Además, cabe subrayar que al dato correspondiente a 1955 no es coherente si se analiza la evolución reciente de la LEG. Su valor ( $\sim 5.685$  msnm) es  $\sim 45$  m más bajo que el de la PEH, y como no existen indicios de un enfriamiento climático entre la PEH y 1955, ni en el Complejo Ampato ni en los Andes Centrales, es probable que esa cifra sea una anomalía que resulte, como ya se ha indicado anteriormente, del proceso de reconstrucción de la paleotopografía del glaciar de la PEH (Fig. 215; 216; 217; 218; 219; 220; 221 y 222).

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5150	5220	5265	5300	5325
Pujro	4940	4920	4955	4985	5000
Mollebaya	5070	5070	5100	5115	5130
Mucurca	4865	4870	4895	4915	4930
<b>Promedio</b>	<b>5006</b>	5020	5054	5079	5096
<b>Desviación típica</b>	<b>128</b>	158	165	169	174

**Fig. 215.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en el HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5255	5300	5335	5360	5380
Pujro	5030	5025	5060	5080	5095
Mollebaya	-	-	-	-	-
Mucurca	4870	4855	4875	4885	4895
<b>Promedio</b>	<b>5052</b>	5060	5090	5108	5123
<b>Desviación típica</b>	<b>193</b>	225	231	239	244

**Fig. 216.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar de la Fase Tardiglaciar 1 del HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5295	5255	5285	5305	5320
Pujro	5160	5190	5220	5240	5250
Mollebaya	-	-	-	-	-
Mucurca	4950	4970	4980	4990	4995
<b>Promedio</b>	5135	<b>5138</b>	5162	5178	5188
<b>Desviación típica</b>	174	<b>149</b>	161	166	171

**Fig. 217.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar de la Fase Tardiglaciar 2 del HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	-	-	-	-	-
Pujro	5315	5330	5360	5380	5390
Mollebaya	-	-	-	-	-
Mucurca	5015	5005	5000	5005	5010
<b>Promedio</b>	<b>5165</b>	5168	5180	5193	5200
<b>Desviación típica</b>	<b>212</b>	230	255	265	269

**Fig. 218.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar de la Fase Tardiglaciario 3 del HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio (AABR)*.

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5795	5780	5765	5755	5755
Pujro	-	-	-	-	-
Mollebaya	5665	5660	5680	5690	5700
Mucurca	-	-	-	-	-
<b>Promedio</b>	5730	5720	5723	5723	<b>5728</b>
<b>Desviación típica</b>	92	85	60	46	<b>39</b>

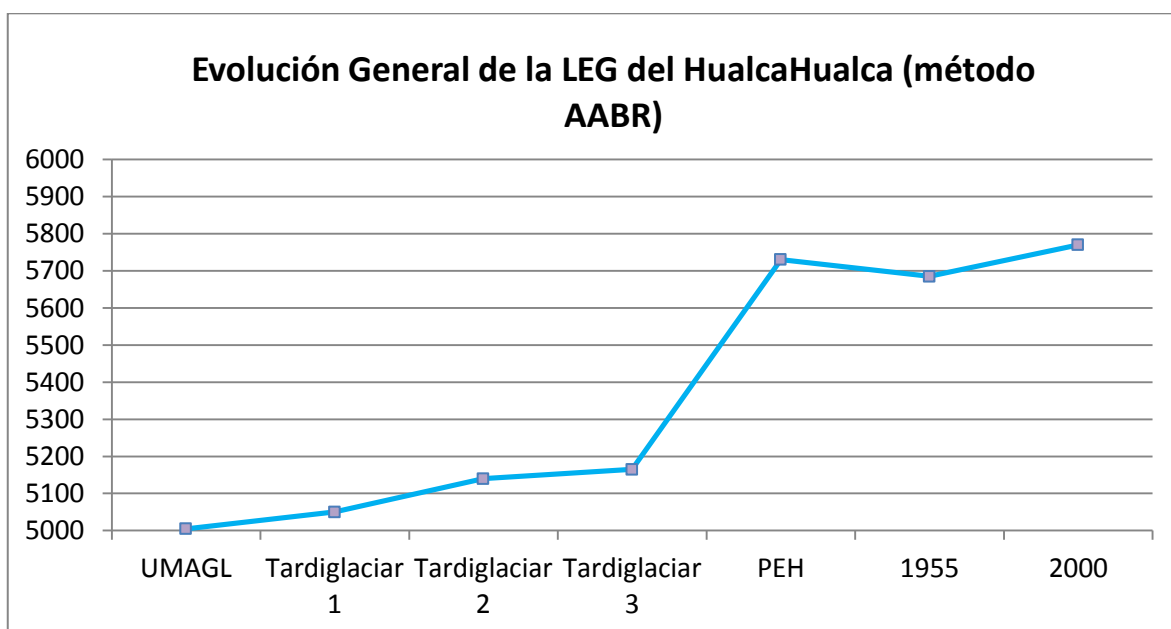
**Fig. 219.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar de la Pequeña Edad del Hielo (PEH) del HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio (AABR)*.

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5775	4750	5760	5770	5780
Pujro	5610	5620	5635	5650	5655
Mollebaya	5700	5675	5660	5650	5655
Mucurca	-	-	-	-	-
<b>Promedio</b>	5695	5348	<b>5685</b>	5690	5697
<b>Desviación típica</b>	83	519	<b>66</b>	69	72

**Fig. 220.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar del glaciar del HualcaHualca en el año 1955, según el método *Area x Altitude Balance Ratio (AABR)*.

VALLES	BR=1,0	BR=1,5	BR=2,0	BR=2,5	BR=3,0
Huayuray	5890	5870	5865	5855	5850
Pujro	5620	5625	5655	5680	5700
Mollebaya	5720	5710	5730	5745	5755
Mucurca	-	-	-	-	-
<b>Promedio</b>	5743	5735	5750	5760	<b>5768</b>
<b>Desviación típica</b>	137	124	106	88	<b>76</b>

**Fig. 221.** Reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar del glaciar del HualcaHualca en el año 2000, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).



**Fig. 222.** Evolución general de la Línea de Equilibrio Glaciar del glaciar del HualcaHualca desde la Máxima Extensión Glaciar (MEG) al año 2000, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).

#### 4.3.2.8. Reconstrucción de la Depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de las paleotemperaturas mediante el método *Accumulation Area Balance Ratio* (AABR).

La reconstrucción de las diferencias altitudinales de la LEG, basada en los datos extraídos con el método AABR, indica que la depresión entre el presente (año 2000) y el punto álgido de la última gran expansión glaciar fue de ~ 765 m. Desde una perspectiva paleoambiental, una variación de esas proporciones se atribuye a un enfriamiento climático cuya magnitud se estima en ~ 5° C.

Asimismo, los valores de la depresión de la LEG que se vinculan a las fases Tardiglaciares también son significativos. Éstos oscilan desde los ~ 720 m del Tardiglacial 1 a los ~ 600 m del Tardiglacial 3 e implican declives térmicos de ~ 4,7° C a 4° C. Sin embargo, todos los datos anteriores contrastan con el bajo valor de la depresión del estadio frío más reciente: la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Se estima que ésta fue de ~ 40 m, lo que significa que la temperatura descendió ~ 0,25° C.

Por el contrario, de los datos comprendidos entre la PEH y el año 2000 no se puede deducir con precisión cuál ha sido ni la variación de la LEG ni la evolución de las temperaturas porque la cifra de 1955 (~ 45 m inferior a la de la PEH), altera la secuencia y genera una diferencia de la LEG más baja de la que *a priori* le correspondería. Esta anomalía ya se ha observado anteriormente y se piensa que su origen está relacionado con la reconstrucción de la paleotopografía del glaciar de la PEH. Además, su existencia determinó que se seleccionase el valor del año 2000 en vez del de 1955 para reconstruir con más precisión los cambios de la LEG y las paleotemperaturas (Fig. 223).

<b>Fase Glaciar</b>	<b>LEG AABR General (msnm)</b>	<b>Depresión (m)</b>	<b>Variación térmica (°C)</b>
<b>MEG</b>	5005	-765	-4,9725
<b>Tardiglacial 1</b>	5050	-720	-4,68
<b>Tardiglacial 2</b>	5140	-630	-4,095
<b>Tardiglacial 3</b>	5165	-605	-3,9325
<b>PEH</b>	5730	-40	-0,26
<b>1955</b>	5685	-85	-0,5525
<b>2000</b>	5770	0	0

**Fig. 223.** Reconstrucción de la depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) y de la variación de la temperatura en el HualcaHualca, según el método *Area x Altitude Balance Ratio* (AABR).

#### 4.3.3. Discusión.

##### 4.3.3.1. Interpretación de los valores de Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) obtenidos con los métodos THAR, AAR, AA y AABR.

De los 4 métodos que se han aplicado en el cálculo de la altitud de la LEG del HualcaHualca, el AAR (0,67) es el que produce valores más elevados. Por el contrario, del THAR (0,2) derivan las cotas más bajas. Y tanto el AA (BR=1) como el AABR generan valores altitudinales intermedios a las dos técnicas anteriores.



Las altitudes de la LEG reconstruidas con los métodos AAR (0,67) y AA (BR=1) muestran una elevada similitud. Su mayor concordancia se encuentra en el valle de Huayuray, con valores que incluso son iguales, como sucede en el año 2000. Y su mayor diferencia, de ~ 450 m, se produce en la Máxima Extensión Glaciar (MEG) del valle de Pujro Huayjo.

Sin embargo, las LEG's estimadas con el método THAR presentan notables divergencias en las fases glaciares antiguas de los 4 valles, especialmente entre los ratios: 0,2 - 0,5 y 0,2 - 0,57. El rango más elevado, de ~ 850 m, se corresponde con Máxima Extensión Glaciar (MEG) del valle de Huayuray al comparar los ratios 0,2 y 0,57. Pero las disparidades se reducen progresivamente, hasta hacerse mínimas, en las fases recientes (años 1955 y 2000). Así, la menor diferencia, estimada en ~ 15 m, se alcanza en el valle de Huayuray al comparar los ratios 0,5 y 0,57 del año 2000.

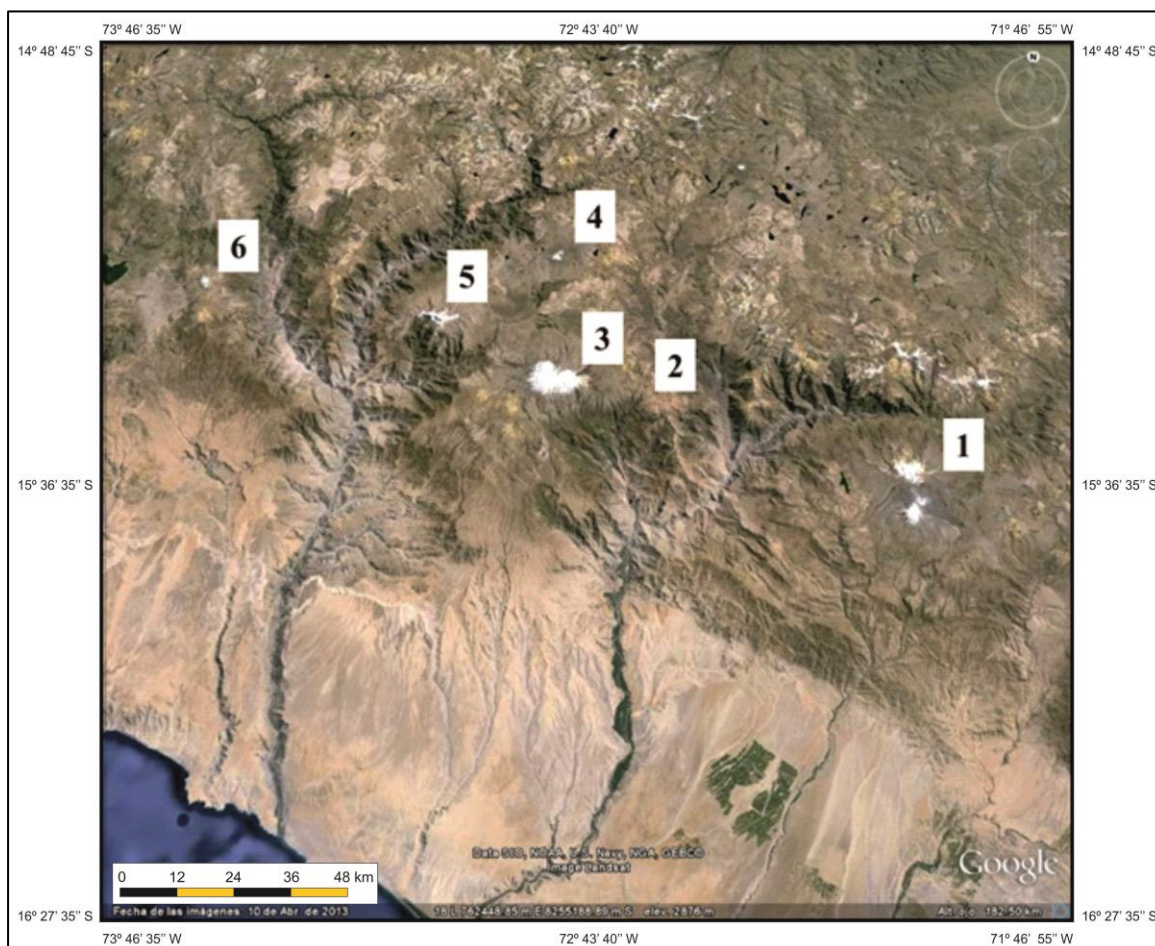
Pero de esos 4 ratios THAR, las LEGs obtenidas con el 0,57 son las que más se asemejan a las de los métodos AAR (0,67) y AA (BR=1). Este hecho, que funciona como un método aproximado de calibración, sugiere que ese valor es el más apropiado para el estudio del balance de masa de los glaciares del HualcaHualca. Tan solo de forma puntual, los resultados obtenidos con los ratios 0,5 y 0,4 en el valle de Pujro Huayjo y, en menor medida, en los valles de Mollebaya y Mucurca también podrían ser fiables porque producen resultados similares a los del ratio 0,57.

Las diferencias entre las altitudes de las LEG's reconstruidas con el método THAR en las fases glaciares antiguas, podrían estar relacionadas con el uso de cordones morrénicos para establecer las altitudes mínimas de los frentes de los paleoglaciares, debido a la ausencia o escasez de arcos morrénicos frontales. Esta causa es la más plausible porque la dispersión de las LEG's se reduce progresivamente en los estadios recientes ya que en ellos si se pudieron definir, con mayor precisión, los límites de las masas de hielo.

Sin embargo, resulta más difícil dilucidar a qué se deben las diferencias que existen entre los métodos AAR (0,67) y AA (BR=1). Dado que la mayor divergencia estriba en la fase glacial más antigua (MEG), es posible que también influya la precisión con la que se ha delimitado la extensión de los paleoglaciares, la reconstrucción de su paleotopografía o a la suma de ambas.

En base a todo lo anterior, se sugiere que los métodos AAR (0,67), AA (BR = 1) y AABR son los más coherentes para estimar la LEG del HualcaHualca. Sin embargo, el método

THAR tiende a subestimar su altitud, sobre todo cuando se utilizan ratios bajos (0,2; 0,4 y 0,5). Esta hipótesis se verifica en los siguientes apartados, al contrastar las LEG's obtenidas en el HualcaHualca con las de otros volcanes y áreas glaciadas, primero en el marco de la Cordillera Occidental y después en el de los Andes Centrales (Fig. 224).



**Fig. 224.** Volcanes de la Cordillera Occidental Centroandina con los que se comparan los resultados de la LEG extraídos en el HualcaHualca: 1. Complejo Ampato. 2. Cerros Jallpa y Yanahuara. 3. Nevado Coropuna. 4. Nevado Firura. 5. Nevado Solimana. 6. Nevado SaraSara.

*4.3.3.2. Comparación de los valores de Altitud de la LEG obtenidos en Valle de Huayuray (vertiente norte del HualcaHualca) con los obtenidos en vertientes septentrionales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.*

- *Valores de la Máxima Extensión Glaciar (MEG).*

En el valle de Huayuray, la LEG se situó entre los ~ 4.960 msnm (THAR, 0,57) y ~ 5.200 msnm (AAR, 0,67) durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG). Entre ambos niveles

altitudinales hay una diferencia de ~ 240 m, un rango relativamente estrecho a pesar de que en cada método se desarrolla un criterio diferente (Fig. 225).

FASE GLACIAR	THAR (0,57)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AAR (0,67)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AA (BR = 1)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)
MEG	4960	-795.5	-5.17075	5200	-650	-4.2	5150	-625	-4.0625
Tardiglacial 1	5175	-580.5	-3.77325	5310	-540	-3.5	5255	-520	-3.38
Tardiglacial 2	5210	-548.25	-3.563625	5350	-500	-3.2	5295	-500	-3.12
PEH	5530	-225.75	-1.467375	5810	-40	-0.25	5795	20	0.13
1955	5755	-	-	5850	-	-	5775	-	-
2000	5840	86	0.559	5890	40	0.25	5890	115	0.7475

**Fig. 225.** Altitudes de la LEG, valores de su depresión y variación de la temperatura en el glaciar de Huayuray según los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). Cabe subrayar que las mayores diferencias en las altitudes de las LEG's se producen en las fases antiguas. En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955 mientras que en la reconstrucción de la temperatura se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m.

Según estos resultados, la depresión de la LEG durante el MEG sería de ~ 625 y ~ 800 m respecto a su posición altitudinal en 1955. Ambos valores indican que el balance de masa del paleoglaciar fue positivo durante ese periodo, y en consecuencia la masa de hielo experimentó una expansión significativa. *A priori*, si se asume que la única variable que controla la localización de la LEG es la temperatura, se estima que ésta descendió entre 4° y 5,1° C.

Pero dado que los glaciares situados en la Cordillera Occidental Centroandina poseen una elevada sensibilidad a los cambios en las precipitaciones (Kaser y Osmaston, 2002; Benn *et al.*, 2005; Hastenrath, 2009), probablemente estos valores de depresión de la paleo-LEG también reflejan un incremento sustancial de la nivación. Además, la cabecera de Huayuray resulta favorable para la acumulación nival, ya que posee una amplia cuenca de captación como consecuencia del colapso volcánico.

En otros volcanes próximos, como el flanco septentrional del Nevado Coropuna (localizado al NW del HualcaHualca), Úbeda (2011) sugiere, tras aplicar el método AAR (0,67), que la paleo-LEG se situó a ~ 5220 msnm en el MEG. Esta cota es tan solo ~ 20 m más alta que la establecida en Huayuray con ese mismo método.

Sin embargo, con el THAR (0,83), Úbeda (2011) indica que la paleo-LEG estuvo a ~ 5.545 msnm. Es decir, que su altitud fue entre ~ 585 y ~ 345 m más elevada que la que deriva en Huayuray con el THAR (0,57). Esta diferencia se atribuye al ratio 0,83, pues es muy elevado y sobrepasa el intervalo 0,3-0,5 que propusieron Osmaston (1965, 1975) y Furbish y Andrews (1984), como intervalo de valores THAR más apropiados para calcular la LEG en los edificios volcánicos tropicales, por lo que se interpreta que sobreestima su altitud.

En cambio, con el THAR (0,30), Úbeda (2011) sitúa la paleo-LEG en la cara norte del Coropuna a  $\sim 5.135$  msnm, una altitud  $\sim 65$  m más baja que el valor resultante del THAR (0,57) en Huayuray. Pero si en este valle se utiliza un ratio similar (0,2), la paleo-LEG se sitúa a  $\sim 4.110$  msnm y la diferencia asciende a  $\sim 1.025$  m. Esta comparativa sugiere que al estimar la LEG en los glaciares de escasa entidad, como el de Huayuray, deberían introducirse ratios comprendidos entre el 0,5 y el 0,57 mientras que en las masas de hielo de mayor porte, como el del Coropuna, se obtendrían mejores estimaciones si sus valores son relativamente bajos (0,3-0,4). Para comprobar esta hipótesis, sería interesante aplicar el ratio 0,2 en el glaciar del Coropuna y contrastar sus resultados con los de Huayuray.

Además, Úbeda (2011) estima, con el método AABR, que la depresión de la LEG en la vertiente norte del Coropuna fue de  $\sim 790$  m. Este valor es idéntico al cálculo realizado con el THAR (0,57) en Huayuray, aunque existe una diferencia de  $\sim 165$  m con el valor del método AA (BR= 1). Es probable que esta ligera variación se deba a que Úbeda (2011) toma como LEG moderna de referencia la fecha 2007 mientras que en el HualcaHualca se utiliza la del año 1955.

Las estimaciones de la LEG obtenidas en Huayuray también se asemejan a las que realiza Bromley *et al.* (2011) en la cara norte del Coropuna. En su reconstrucción, Bromley *et al.* (2011) utiliza dos técnicas: *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (MELM) y THAR donde introduce 3 ratios (0,25; 0,28 y 0,3). Con el MELM calcula que la altitud de la paleo-LEG se localizó a  $5.167 \pm 59$  msnm, mientras que a través del THAR sugiere que su posición estuvo a:  $5.116 \pm 91$  msnm (ratio 0,25);  $5.166 \pm 89$  msnm (ratio 0,28) y  $5.200 \pm 88$  msnm (ratio 0,3). Cabe subrayar que ésta última cifra coincide, sin tener en cuenta el margen de error, con la del AAR (0,67) del HualcaHualca.

Asimismo, Bromley *et al.* (2011), sugiere un descenso de la LEG en el Coropuna de  $748 \pm 103$  durante el MEG mediante una combinación de los métodos MELM y THAR. Este valor se ajusta más al intervalo que se plantea en el HualcaHualca que el de Úbeda (2011). Sin embargo, se interpreta que en esa estimación hay que considerar una ligera subestimación, ya que Bromley *et al.* (2011) realiza su cálculo con la LEG del año 2010.

Es probable que la elevada concordancia entre los resultados de las LEG's y las depresiones del Coropuna, obtenidos tanto por Úbeda (2011) como por Bromley *et al.* (2011), y los del HualcaHualca resida en que se han comparado fases glaciares

contemporáneas. Según Benn *et al.* (2005) y Bromley *et al.* (2011), ese requisito es fundamental para poder llevar a cabo una reconstrucción de la evolución de los paleoglaciares fiable y detallada. De lo contrario se realizarían interpretaciones erróneas puesto que cada estadio glaciar registrado tuvo una magnitud diferente. Por esta razón, gran parte de las discrepancias planteadas en otros trabajos pueden estar más relacionadas con la ausencia de un marco cronológico glaciar definido en los Andes centrales que con el tipo de método seleccionado para calcular la LEG.

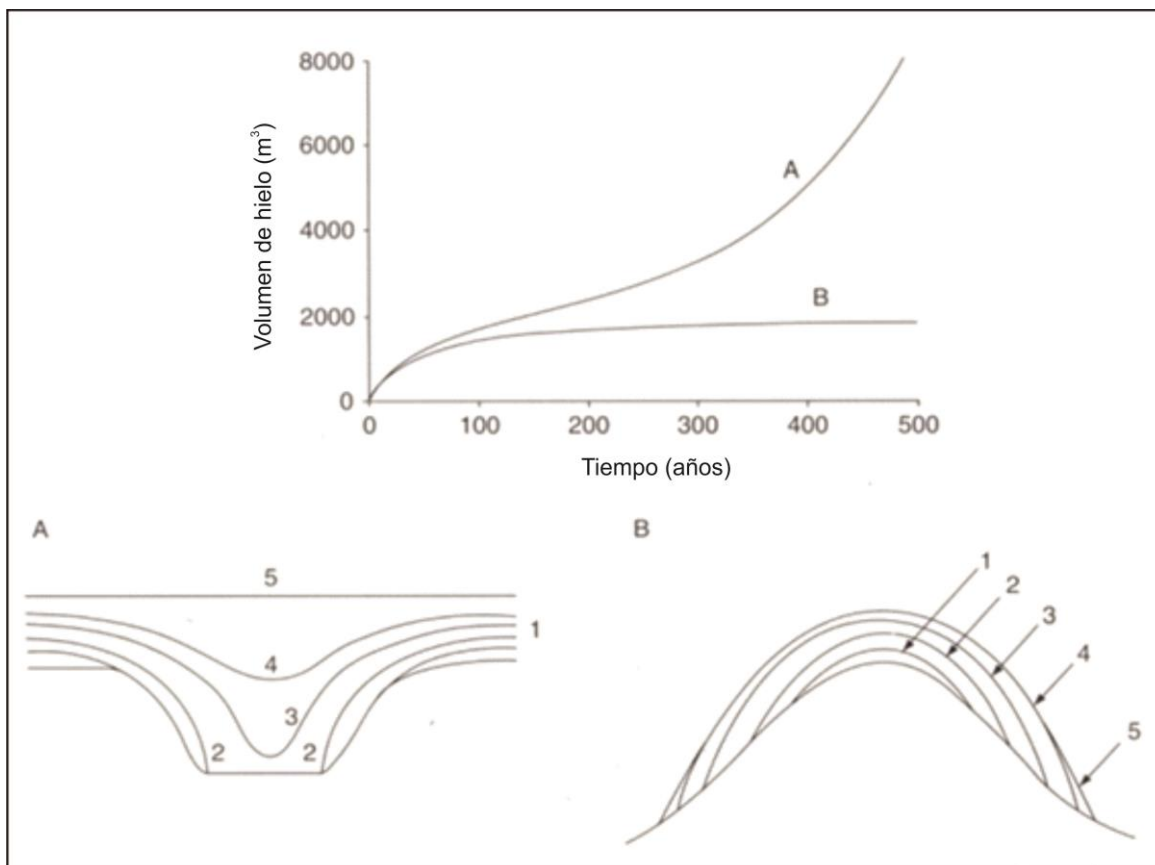
La causa de un descenso de la LEG tan pronunciado en la cara norte del Coropuna y del HualcaHualca durante el MEG se relaciona con un cambio climático significativo que afectó a ambos estratovolcanes por igual pues entre ellos existe una distancia de ~ 85 km. Dicho cambio consistió básicamente en un incremento importante de la cantidad de precipitaciones en forma de nieve durante ese periodo.

Sin embargo, actualmente el manto de hielo de Huayuray tiene una extensión mucho más reducida que el sistema glaciar del Coropuna, así que para que ambas paleo-LEG's se situasen a la misma altitud en ambos estratovolcanes, no solo tuvo que disminuir la ablación, a raíz de un declive térmico, sino que la acumulación nival debería haber aumentado de forma sustancial.

Con un aumento drástico de la nivación, el tiempo de respuesta del glaciar de Huayuray habría sido más rápido que el del Coropuna, debido a que el gradiente de su balance de masa es menor. Además, los efectos producidos por el incremento de los *inputs* en el área de acumulación probablemente se amplificaron a causa de la forma cóncava de la ladera de Huayuray.

Según Payne y Sugden (1990), siempre que el aumento del volumen de hielo sea progresivo, esa configuración topográfica permite que el glaciar fluya con rapidez hasta áreas menos elevadas. Pero como existe un umbral a partir del cual se incrementa la ablación a medida que la lengua desciende en altitud, debido a que las condiciones ambientales son menos severas, el balance de masa alcanza un punto de equilibrio y el glaciar tiende a estabilizarse (Fig. 226). Un hecho que corrobora este planteamiento es que el valle glaciar de Huayuray se estrecha súbitamente a partir de los 4.180 msnm. Se estima, al medir la distancia entre las crestas de las morrenas del MEG, que por debajo de esa altitud, el paleoglaciar pasó de los ~ 600 m a los ~ 250 m de anchura.





**Fig. 226.** Esquemas donde se muestra el efecto de la topografía en el comportamiento de los glaciares. Si el relieve es cóncavo (A) y el volumen de hielo se eleva de forma significativa, el glaciar avanza rápidamente a cotas más bajas. Si a menor altitud el clima es menos riguroso, el balance de su masa alcanzaría un punto de equilibrio al incrementarse la ablación. Sin embargo, cuando la superficie es convexa (B), el flujo de hielo se expande con un ritmo uniforme porque la ablación es incapaz de compensar el aumento de la acumulación (Payne y Sudgen, 1990).

Por otro lado, Forget *et al.* (2008) sugiere que la altitud de la LEG fue de  $\sim 5.600$  msnm en la vertiente norte del Coropuna. En su reconstrucción utiliza el método AAR (0,67), pero se infiere que este cálculo representa una sobreestimación, pues esa altitud deriva del promedio de la LEG's de varios paleoglaciares cuyos valores se asemejan a su altitud moderna (Fig. 227).

El ejemplo más evidente se encuentra en la quebrada Chaqui-Ullullo (vertiente norte del Coropuna), donde Forget *et al.* (2008) calcula que la LEG moderna se sitúa a  $5.790 \pm 50$  msnm mientras que durante el Último Máximo glacial propone que se localizó a  $5.740 \pm 50$  msnm. Si este escenario fuese cierto, significaría que el balance de masa del flujo de hielo de Chaqui-Ullullo no habría experimentado apenas cambios desde su última gran expansión, lo que no solo contradice las reconstrucciones realizadas por Úbeda (2011) y

Bromley *et al.* (2011) en esa misma vertiente o la que se establece en el HualcaHualca, sino que tampoco es coherente con la evolución general de los glaciares de la Cordillera Centroandina.

AUTOR/ES	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
BROMLEY, 2011	MELM	N COROPUNA	LGM	5167 ± 59	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	N COROPUNA	LGM	5116 ± 91	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	N COROPUNA	LGM	5166 ± 89	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	N COROPUNA	LGM	5200 ± 88	-
BROMLEY, 2011	MELM	N COROPUNA	(MITAD-S.XIX)	5722 ± 52	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	N COROPUNA	(MITAD-S.XIX)	5713 ± 48	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	N COROPUNA	(MITAD-S.XIX)	5740 ± 48	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	N COROPUNA	(MITAD-S.XIX)	5757 ± 52	-
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	N COROPUNA	-	-	748 ± 103 (Respecto 2010)
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	N COROPUNA	LGM	5600	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	N COROPUNA	14 KA - 900 años	5750	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	N COROPUNA	900 - 300 años	5680	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	N COROPUNA	< 300	5800	-
ÚBEDA, 2011	AABR	NE COROPUNA	LGM	5180	790 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	NE COROPUNA	PEH	5885	80 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	NE COROPUNA	1955	5925	45 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	NE COROPUNA	2007	5970	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,50)	NE COROPUNA	LGM	5335	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,83)	NE COROPUNA	LGM	5545	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,30)	NE COROPUNA	LGM	5135	-
ÚBEDA, 2011	AAR (0,67)	NE COROPUNA	LGM	5220	-
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	N SOLIMANA	-	-	867 ± 89 (Respecto 2010)
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	N FIRURA	-	-	≥ 498 (Respecto 2010)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	5400	188 (Respecto 1956)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	5250	338 (Respecto 1956)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	5000	588 (Respecto 1956)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	5588	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	4650	700 (Respecto 1956)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LEG MODERNA	5350	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LGM	4800	550 (Respecto 1956)
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	N SARASARA	LEG MODERNA	5350	-

**Fig. 227.** Altitudes de la LEG y valores de depresión de la LEG estimadas en la Cordillera Occidental Centroandina. Es destacable que en cada reconstrucción de la depresión se utilizan LEG's modernas diferentes, lo cual induce al error cuando se establecen comparaciones entre las distintas áreas. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

Bromley *et al.* (2011) también calcula, con los métodos MELM y THAR, la depresión de la LEG durante la última gran expansión glaciar en la vertiente septentrional de otros dos volcanes: el Solimana y el Firura. En el primero, estima que su altitud se colapsó  $867 \pm 89$  m mientras que en el segundo propone que descendió  $\geq 498$  m, y en ambos casos respecto a la altitud de la LEG del año 2010.

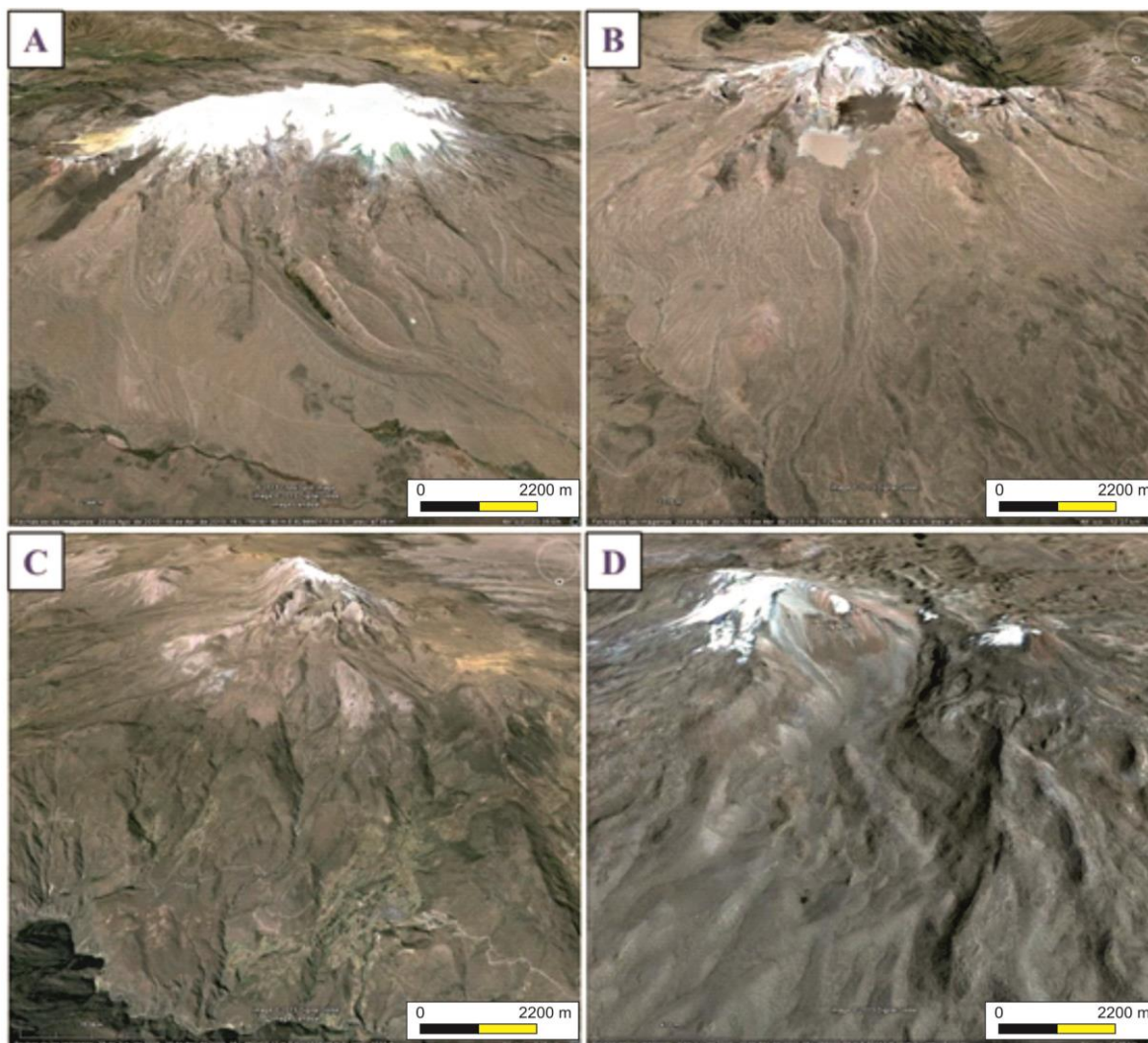
El valor del Solimana supera ligeramente la magnitud del declive que experimentó la paleo-LEG del glaciar de Huayuray, porque en ambas estimaciones se utilizan LEG's modernas diferentes (1955 en Huayuray y 2010 en el Solimana). Pero la depresión del Firura es menos acusada no solo al compararla con la de Huayuray sino con las

establecidas por Úbeda (2011) y el propio Bromley *et al.* (2011) en el Coropuna. En este caso, su discrepancia podría estar asociada con los ratios que utiliza Bromley *et al.* (2011) en el THAR, aunque no los especifica.

En el SaraSara, el estratovolcán más septentrional de la Cordillera Occidental Andina, Dornbusch (2002) estima con el método AAR (0,67), que la paleo-LEG se estableció entre los ~ 4.650 y ~ 5.590 msnm durante el Último Gran Avance Glaciar. Sin embargo, la cota más elevada supera tanto a la LEG moderna (~ 5.350 msnm; AAR 0,67), como la altitud del propio volcán (5.505 msnm), así que ese valor se trata claramente de una subestimación. También plantea paleo-LEGs intermedias (~ 5.200 – 4.800 msnm), que si resultan consistentes con las del HualcaHualca. Esta similitud se asocia con la reducida pendiente del gradiente del balance de masa de los dos flujos de hielo, de tal forma que al aumentar la acumulación de forma significativa, la LEG descendió y permitió a sendos glaciares avanzar hasta cotas mucho más bajas que las actuales.

La magnitud del declive de la LEG del SaraSara fluctuó entre un mínimo de ~ 190 m y un máximo de ~ 700 m (Dornbusch, 2002). Sin embargo, el valor mínimo debe descartarse porque, tal y como se ha mencionado anteriormente, en su cálculo se han utilizado paleo-LEG's subestimadas. En cambio, el valor más alto deriva de paleo-LEG's más coherentes, así que ese dato si puede utilizarse para establecer comparaciones. Así que, con esta consideración, la reconstrucción del SaraSara si concuerda con la del HualcaHualca pero difiere notablemente con la del Firura a pesar de que tanto el SaraSara como el Firura tienen la misma altitud y de que el gradiente del balance de masa de sus glaciares es bajo (Fig. 228).

Una explicación plausible de esa diferencia se relaciona con la configuración del relieve de las áreas adyacentes a los 2 volcanes. La vertiente norte del Firura contacta con un altiplano de 4.900-5.000 msnm que limita el avance de los glaciares debido a su reducida pendiente. Además, al NW hay otro edificio volcánico, cuya envergadura es similar al Firura, que actuó de barrera. Cuando el paleoglaciar avanzó y chocó contra su base, cambió su trayectoria, y se desplazó hacia el E donde construyó morrenas frontales en torno a 5.000 msnm.



**Fig. 228.** Características morfológicas de las laderas y aspecto actual de los aparatos glaciares de la vertiente norte de los volcanes: A. Coropuna. B. Solimana. C. Firura. D. SaraSara.

Por el contrario, los flancos norte del HualcaHualca y SaraSara enlazan con superficies muy inclinadas, generadas por procesos erosivos de diferente naturaleza, que descienden hasta una cota mínima de 3.600 msnm. Como ya se ha comentado anteriormente, cuando el clima cambia y la acumulación en la cabecera del glaciar se incrementa, esa topografía es propicia para que el flujo de hielo evolucione de forma abrupta, así que es probable que la configuración geomorfológica de ambas laderas influyese en el desarrollo del glaciario de los volcanes HualcaHualca y SaraSara.

Para poder llegar a conclusiones paleoclimáticas más fiables, sería conveniente que en los trabajos de reconstrucción de la paleo-LEG se utilizasen como valores de referencia los de 1955, pues esa fecha es la del vuelo fotogramétrico americano, el único que hasta ahora

cubre toda la cordillera centroandina. De esta forma, se pueden llevar a cabo comparaciones espacio-temporales más coherentes y precisas.

Además, la reconstrucción de la paleo-LEG del MEG efectuada en Huayuray y su contraste con las estimaciones disponibles de otras áreas glaciadas, sugiere que en los cálculos de la paleo-LEG que se desarrollen en el futuro se apliquen varios métodos y ratios con el fin de determinar cuáles de todos ellos resultan más idóneos en cada tipo de glaciar.

- Fases Tardiglaciares.

Los resultados de la altitud de la LEG del glaciar de Huayuray, extraídos con los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR=1), muestran una elevada similitud en las dos fases Tardiglaciares identificadas. En el Tardiglaciar Huayuray 1, la paleo-LEG se estableció a una altitud mínima de  $\sim 5.175$  msnm (THAR, 057) y máxima de  $\sim 5.310$  msnm (AAR; 0,67). Y en el Tardiglaciar Huayuray 2, su posición quedó comprendida entre los  $\sim 5.210$  msnm (THAR; 057) y  $\sim 5.350$  msnm (AAR; 0,67). En las dos fases, las diferencias son reducidas e indican que la paleo-LEG volvió a emplazarse a un nivel altitudinal próximo al de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), lo que manifiesta que las ganancias en el balance de masa del paleoglaciar fueron notablemente superiores a las pérdidas.

Este superávit también se refleja en la depresión de la paleo-LEG. En el Tardiglaciar Huayuray 1 oscila entre los  $\sim 520$  m (AA; BR=1) y  $\sim 580$  m (THAR, 057), lo que equivale a un descenso térmico mínimo de  $\sim 3.4^\circ$  (AA; BR=1) y máximo de  $\sim 3.8^\circ$  C (THAR, 057). Y en el Tardiglaciar Huayuray 2, la depresión de la LEG experimentó un declive de  $\sim 500$  m (AAR; 0,67) a  $\sim 550$  m (THAR, 057). Un descenso de esa magnitud, si se excluyen las precipitaciones, significa que la temperatura disminuyó de  $\sim 3.1^\circ$  (AAR; 0,67) a  $\sim 3.5^\circ$  C (THAR, 057).

En la Cordillera Occidental Centroandina, únicamente Forget *et al.* (2008) aporta datos sobre la posición de la paleo-LEG de fases glaciares producidas hace 14 y 0,9 ka que equivaldrían a los estadios Tardiglaciares del HualcaHualca. Según su estudio, realizado en la cara norte del Coropuna, la paleo-LEG se situó a  $\sim 5.750$  msnm durante ese intervalo temporal. Sin embargo, se interpreta que esta altitud está subestimada ya que su valor es más elevado que el de la fase posterior (900-300 a. AP;  $\sim 5.680$  msnm), y tan solo es  $\sim 50$  m inferior que la cota de la LEG moderna (< 300 años;  $\sim 5.800$  msnm).



Este comportamiento implicaría que el balance de masa del Coropuna habría estado estable durante todo ese periodo, lo que es poco probable pues entre las morrenas de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) y los frentes glaciares actuales hay numerosos complejos morrénicos que evidencian una elevada actividad de su sistema glaciar. Ante la falta de datos sobre la evolución de la paleo-LEG durante el proceso de deglaciación en otras áreas, se plantea que en los futuros trabajos se profundice en su estudio pues así se obtendría una reconstrucción paleoclimática más completa de los Andes Centrales.

- *La Pequeña Edad del Hielo (PEH).*

Los resultados producidos con los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR=1) revelan que la LEG se estableció entre ~ 5.530 (THAR, 0,57) y ~ 5.810 (AAR, 0,67) msnm, durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Los valores que derivan de los métodos AAR (0,67) y AA (BR=1) si presentan una elevada similitud, pero entre ellos y el THAR (0,57) existe una diferencia notable estimada en ~ 280 y ~ 265 m, respectivamente. El origen de esta diferencia es más difícil de determinar. Una posibilidad, junto a las diferencias intrínsecas que pueden surgir al aplicar el procedimiento de cada método, reside en que haya influido el valor del ratio pues es más bajo en el THAR que en el AAR (0,67) y AA (BR=1).

La altitud de la LEG durante la PEH refleja que el balance de masa del glaciar de Huayuray fue ligeramente positivo pero, comparado con el MEG o las fases Tardiglaciares, la acumulación se redujo significativamente, ya sea por un descenso acentuado de las precipitaciones o por un declive poco acusado de las temperaturas. Así que con unos *inputs* levemente superiores a los *outputs* en su balance, el paleoglaciar experimentó una expansión de baja magnitud.

Asimismo, los resultados del método AAR (0,67) indican que la LEG descendió ~ 40 m respecto del nivel altitudinal de 1955 (5.755-5.850 msnm). Del método AA (BR = 1), también deriva una depresión baja pero el dato resultante es positivo ya que el valor de la PEH es ligeramente superior al de 1955. Sin embargo, con el THAR (0,57) se obtiene una variación de la LEG notable, estimada en ~ 225. Del contraste de estos datos, se interpreta que la estimación de la depresión más fiable es la que resulta del método AAR (0,67),

porque las LEG's producidas por los métodos AA y AAR son semejantes, a pesar de la anomalía del AA, mientras que la del THAR se desvía notablemente de ellas.

En otras áreas de la Cordillera Occidental Centroandina, los únicos registros que hasta el momento existen de la PEH se encuentran en el nevado Coropuna. Con el método AABR, Úbeda (2011) calcula que la paleo-LEG del glaciar del flanco norte de ese volcán se situó a ~ 5.885 msnm. Esta cifra es ~ 75 m más elevada que el valor máximo del HualcaHualca que deriva del método AAR (0,67), así que se interpreta que su evolución fue similar en ambos volcanes. Además, su concordancia apoya el criterio que se aplicó anteriormente para seleccionar los valores AA (BR = 1) y AAR (0,67) como los más idóneos para el glaciar de Huayuray que el que resulta del THAR (0,57).

En cuanto a la depresión de la paleo-LEG durante la PEH en el Coropuna, Úbeda (2011) sugiere que fue de ~ 80 m, o sea, ~ 40 m más profunda que en Huayuray. No obstante, hay que señalar que Úbeda (2011) usa de referencia la cota de la LEG del año 2007. Pero si se utiliza la altitud de 1955, se obtiene una diferencia semejante a la de Huayuray.

A pesar de que los dos glaciares experimentaron una expansión similar en la PEH, se deduce que su entidad fue mayor en Huayuray porque la paleo-LEG de este glaciar descendió a menor altitud que en la vertiente norte del Coropuna. Dicha pauta se explica por la elevada capacidad de respuesta del glaciar del Huayuray a las variaciones climáticas, aunque éstas sean de escasa magnitud, debido al menor gradiente de su balance de masa y a la topografía negativa de la ladera. Asimismo, desde un punto de vista paleoclimático, se infiere que la expansión de la PEH estuvo asociada a un ambiente ligeramente más frío y húmedo que el actual, ya que si se hubiese producido un aumento significativo de la humedad o un declive severo de la temperatura, la LEG del glaciar de Huayuray habría sufrido un colapso más acentuado.

- *La Línea de Equilibrio Glaciar moderna.*

En 1955, los resultados indican que la LEG del glaciar de Huayuray se situó entre los ~ 5.755 (THAR, 057) y ~ 5.850 (AAR, 0,67) msnm. Sin embargo, en el año 2000 su posición ascendió hasta una cota mínima de 5.840 y máxima de 5.890 msnm. Cabe destacar la elevada concordancia que existe entre los resultados AA (BR =1) y AAR (0,67)

en las dos fechas, y especialmente en el año 2000 pues sus valores son iguales. Estas altitudes están ya muy próximas a la cima (6.025 msnm), lo que significa que el área de acumulación del glaciar de Huayuray se redujo drásticamente. Su repercusión en el flujo de hielo fue muy negativa porque provocó que gran parte de su superficie fuese proclive a los procesos de ablación.

En la vertiente norte del Coropuna, Úbeda (2011) estima con el método AABR que la LEG se emplazó a ~ 5.925 msnm en 1955 y a ~ 5970 msnm en el año 2007. Estos valores son similares a los de Huayuray, aunque se observa que la LEG del glaciar del Coropuna es ligeramente más alta. Una parte de esta diferencia se debe a que Úbeda (2011) extrae la LEG del 2007 mientras que en Huayuray se calcula la del año 2000, así que al ser fechas diferentes sus datos no se pueden cotejar.

Sin embargo, si se pueden contrastar los resultados de 1955, obteniéndose que la posición de la LEG fue entre ~ 170 y ~ 75 m más elevada que en el Coropuna. Con menor precisión, ya que utiliza un marco temporal amplio que comprende los últimos 300 años, Forget *et al.* (2008) sugiere, tras usar la técnica AAR (0,67), que la LEG en el Coropuna se situó a ~ 5.800 msnm. Esta cifra es consistente con el intervalo temporal de Huayuray pero es entre ~ 125 y ~ 170 m inferior a los valores de Úbeda (2011).

Sin embargo, si el gradiente de balance de masa del glaciar del Coropuna es mayor que el del HualcaHualca ¿Por qué la LEG fue similar en los dos volcanes o incluso algo más alta en el Coropuna en 1955? La respuesta puede estar relacionada con que el glaciar del Coropuna haya sufrido una pérdida significativa de su espesor en el área de acumulación debido a una disminución de las precipitaciones en forma de nieve o a un aumento de la temperatura.

De esta forma, al disminuir el volumen de hielo, se reduce la pendiente del gradiente del glaciar y aumenta su vulnerabilidad a la ablación. También es posible que en dicho proceso contribuyese la actividad volcánica, pues existen centros de emisión y flujos de lava con morfología muy fresca distribuidos por la ladera, así como evidencias de actividad hidrotermal, cuyos efectos podrían haber provocado un adelgazamiento del glaciar.

No obstante, como el volcán Coropuna es ~ 300 m más elevado que el HualcaHualca todavía conserva una amplia área de acumulación. Si ese ritmo de ascenso de la LEG se mantiene en los siguientes años, su tiempo de respuesta todavía seguiría siendo lento así

que probablemente las pérdidas que podrían producirse serían graduales. En cambio, el glaciar de Huayuray, con una zona de acumulación residual, podría desaparecer en pocas décadas.

Por otro lado, Dornbusch (2002) indica que la altitud de la LEG en 1955 se ubicó a ~ 5.588 msnm en la vertiente norte del SaraSara, aunque como el volcán posee una altitud de 5.505 msnm se interpreta que esa cifra es una sobreestimación. No obstante, se deduce en base a esa LEG, que en 1955, el área de acumulación de este glaciar se redujo a la mínima expresión. Y al no haber ganancias en su masa y predominar las pérdidas, la masa de hielo, ya muy deteriorada, se contrajo hasta quedar recluida en la cima.

*4.3.3.3. Comparación de los valores de Altitud de la LEG obtenidos en el Valle de Pujro Huayjo (vertiente sur del HualcaHualca) con los de las vertientes meridionales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.*

- La Máxima Extensión Glaciar (MEG).

Durante el Último Gran Avance Glaciar, la altitud de la LEG del glaciar de Pujro Huayjo se localizó, según los distintos métodos aplicados, entre ~ 4.940 msnm (AA; BR=1) y ~ 5.390 (AAR; 0,67) msnm. La diferencia entre ambas altitudes, estimada en ~ 450 m, es notable y constituye una anomalía porque las divergencias entre los resultados de estos dos métodos son menores en las demás fases glaciares (Fig. 229).

No obstante, cualquiera de estas dos altitudes indica que el área de acumulación del glaciar de Pujro Huayjo fue mucho más extensa que en la actualidad, como consecuencia de un incremento de los *inputs* y la reducción de los *outputs* en el balance de masa. Este desequilibrio elevó la pendiente del glaciar, lo que dio lugar a una expansión significativa de la masa de hielo.

FASE GLACIAR	THAR (0,57)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AAR (0,67)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AA (BR = 1)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)
MEG	5240	-430	-2.795	5390	-335	-2.2	4940	-670	-4.355
Tardiglaciar 1	5270	-397.75	-2.585375	5400	-325	-2.1	5030	-580	-3.77
Tardiglaciar 2	5350	-322.5	-2.09625	5450	-275	-1.8	5160	-450	-2.925
Tardiglaciar 3	5445	-225.75	-1.467375	5490	-235	-1.5	5315	-295	-1.9175
1955	5670	-	-	5725	-	-	5610	-	-
2000	5725	55.9	0.36335	5780	55	0.35	5620	10	0.065

**Fig. 229.** Altitudes de la LEG, valores de su depresión y variación de la temperatura en el glaciar de Pujro Huayjo según los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. Y en la reconstrucción de la temperatura se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m.

Se estima que en ese periodo, la temperatura descendió de  $\sim 2,2^{\circ}$  (AAR; 0,67) a  $\sim 4,3^{\circ}$  C (AA; BR=1) ya que la depresión de la LEG, respecto al año 1955, experimentó un declive de entre  $\sim 335$  (AAR; 0,67) y  $\sim 670$  (AA; BR=1) m. Pero las morrenas relacionadas con el MEG son de gran entidad, con un desnivel de  $\sim 200$  m entre la cresta de la morrena y el fondo del valle, lo que indica que el paleoglaciador tuvo un elevado espesor. Un mayor grosor de hielo normalmente implica una elevada nivación, así que el descenso de la LEG pudo estar estrechamente asociado a incrementos significativos de las precipitaciones. Además, su cabecera no es muy amplia, por lo que una elevada acumulación nival debió aumentar sustancialmente el gradiente del balance de masa del paleoglaciador.

Otra variable que pudo desempeñar un papel relevante en el aumento del espesor del paleoglaciador de Pujro Huayjo es el viento. Como el Complejo Ampato presenta una disposición meridiana, es posible que el viento dominante de componente E, redistribuyera la nieve y en este proceso tendiera a acumularla en las vertientes W y SW que es donde se localiza el flujo de hielo de Pujro Huayjo. Según Sánchez Saldías y Fariña (2014), su velocidad se incrementó notablemente en algunos periodos del Pleistoceno Tardío, debido a una intensificación del Monzón Suramericano. De esta forma, el paleoglaciador de Pujro Huayjo habría recibido un superávit de alimentación, lo que contribuyó a incrementar el gradiente de su balance de masa.

Las altitudes de las paleo-LEGs de Pujro Huayjo son notablemente más elevadas que las de Huayuray. Al contrastar sus valores resultan las siguientes diferencias:  $\sim 290$  m (THAR; 0,57);  $\sim 190$  m (AAR; 0,67) y  $\sim 210$  m (AA; BR=1). También existen divergencias al comparar las estimaciones de sus depresiones:  $\sim 365$  m (THAR; 0,57); y  $\sim 315$  m (AAR; 0,67). Sin embargo, entre los valores AA (BR = 1) hay una anomalía porque el valor de Pujro Huayjo es  $\sim 45$  m más profundo que el de Huayuray.

El origen de estas diferencias se atribuye a la topografía de las laderas por las que discurrieron los dos paleoglaciares. La masa de hielo de Pujro Huayjo se expandió hacia el altiplano de Huambo (localizado al SW del HualcaHualca), donde avanzó regularmente porque el clima del altiplano, más frío y húmedo que en la actualidad, mantuvo la ablación bajo mínimos. Sin embargo, el paleoglaciador de Huayuray se deslizó por una vertiente muy inclinada hasta cotas mucho más bajas (3.600 msnm) donde la influencia de un clima más



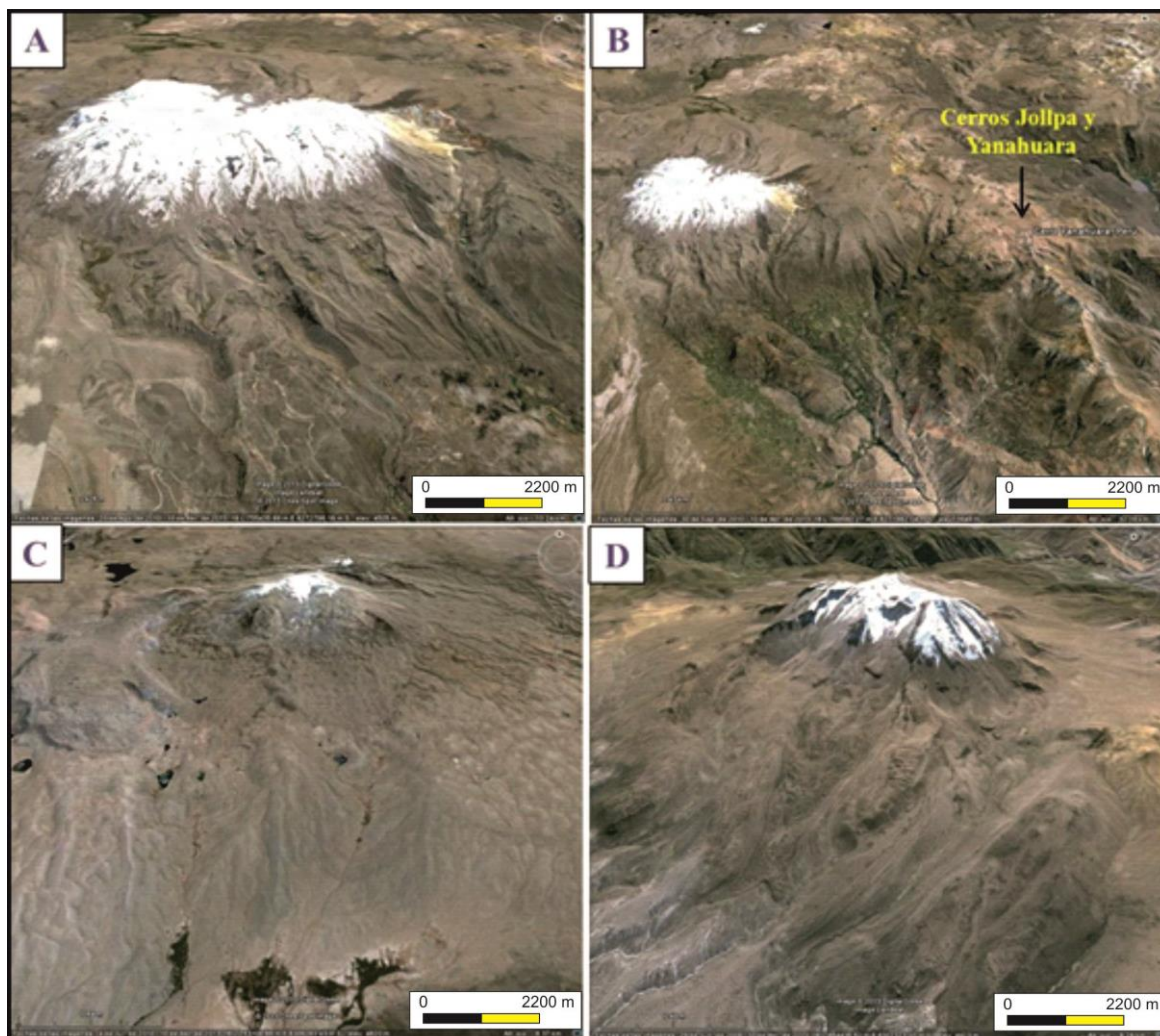
benigno aumentó, en un recorrido menor que en el caso anterior, su tasa de fusión lo que permitió al glaciar extender su área de ablación a mayor altitud.

En las vertientes meridionales de otros volcanes de la Cordillera Occidental Centroandina también existen varias reconstrucciones de la paleo-LEG de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) (Fig. 230; 231). De ellos, el más estudiado es el Coropuna. Por ejemplo, Dornbusch (2002) sugiere que su posición se localizó a  $\sim 4.750$  (AAR; 0,67), una altitud entre  $\sim 190$  m y  $\sim 640$  m más baja que las de Pujro Huayjo. Sin embargo, Forget et al., (2008) estima, también tras aplicar el método AAR (0,67), que la paleo-LEG en la vertiente meridional del Coropuna se estableció a  $\sim 5.180$  msnm. Este nivel altitudinal es  $\sim 240$  m más elevado que el valor mínimo de Pujro Huayjo y  $\sim 210$  m más bajo que su valor máximo.

Las diferencias que existen tanto con Dornbusch (2002) como con Forget et al., (2008) se asocian con que ambos calculan el promedio de la altitud de la paleoLEG de varios flujos de hielo mientras que las estimaciones de Pujro Huayjo se centran en un único paleoglaciar.

Recientemente, Úbeda (2011) estimó la paleo-LEG del MEG de la cara sur del Coropuna mediante 3 métodos. Con el AABR calcula que su posición se situó a  $\sim 4.950$  msnm. Sin embargo, a partir del THAR y después de introducir 3 ratios (0,3; 0,5 y 0,63), resultaron las siguientes altitudes:  $\sim 4.620$ ,  $\sim 5.080$  y  $\sim 5.385$  msnm, respectivamente.

Y al emplear el método AAR (0,67), indica que la paleo-LEG se localizó a  $\sim 5.090$  msnm. Todas estas altitudes se asemejan a las obtenidas en Pujro Huayjo. La única excepción radica en el valor que deriva del THAR (0,3), pues se estima que es entre  $\sim 320$  m y  $\sim 770$  m más bajo que los valores AA (BR = 1) y AAR (0,67), respectivamente. Estas divergencias vuelven a poner en evidencia que la aplicación de ratios THAR inferiores a 0,4 tiende a sobreestimar la altitud de las paleoLEGs.



**Fig. 230.** Topografía de las laderas y aspecto de los glaciares de la vertiente sur de los volcanes: A. Coropuna. B. Cerros Jollpa y Yanahuara. C. Firura. D. SaraSara.

Sin embargo, Bromley (2011), también en la vertiente sur del Coropuna, plantea que la paleo-LEG del Coropuna se emplazó a  $4.745 \pm 66$ , mientras que con el THAR (0,25; 0,28 y 0,3) propone que su posición se localizó a:  $4.663 \pm 232$  msnm;  $4.728 \pm 228$  msnm y  $4.772 \pm 224$  msnm. Todas estas altitudes son sensiblemente inferiores a las de Huayuray. En el caso del valor MELM, lo más probable es que sea una sobreestimación debido a que las morrenas utilizadas en los cálculos podrían estar incompletas, por los efectos de la erosión y sobre todo porque pueden estar parcialmente cubiertas de piroclastos o coladas de lava dado que el Coropuna es un volcán activo. Sin embargo, la incoherencia con los resultados THAR se asocia con que Bromley (2011) usa ratios THAR bajos que, como ya se ha demostrado, suelen sobreestiman la LEG.

Pero las discrepancias entre las reconstrucciones de la depresión de la LEG del Coropuna y Pujro Huayjo son más acusadas. En el Coropuna existe cierto consenso sobre su magnitud, con estimaciones que fluctúan entre los ~ 810 m de Dornbusch (2002) y los ~ 910 m de Úbeda (2011). Estos valores son ~ 140 - 475 m y ~ 240 - 575 m, más elevados que los de Pujro Huayjo. No obstante, en sus cálculos solamente Dornbusch (2002) toma de referencia como LEG moderna el año 1955, mientras que las demás estimaciones utilizan fechas recientes: Úbeda (2011) introduce el 2007 y Bromley (2011) el 2010. Sin embargo, el dato de Dornbusch (2002) se considera que es una sobreestimación ya que la altitud de la LEG de 1955 se estima a partir del catálogo de glaciares de Ames *et al.* (1988), y en él no se diferencia la superficie glaciar del manto nival.

En otras áreas, como en los cerros Jollpa (5.226 msnm) - Yanahuara (5.280 msnm), localizados a 32 - 38 km al E del nevado Coropuna, Dornbusch (2002) indica 3 altitudes de la paleo-LEG calculadas con el método AAR (0,67): ~ 5.000, ~ 4.700 y ~ 4.450 msnm. El primer valor si se asemeja a la altitud de la paleo-LEG AA (BR = 1) de Pujro Huayjo, pero con los demás existen elevadas discrepancias, de hasta ~ 1000 m, incluso cuando se establecen comparaciones entre valores que derivan de aplicar la misma técnica (AAR; 0,67). Asimismo, se producen notables divergencias al comparar sus depresiones. En los cerros Jollpa y Yanahuara, Dornbusch (2002) (AAR) calcula que el declive de la LEG alcanzó los ~ 600 - 900 m en las vertientes orientadas al S y ~ 1.150 m en las del SW. Estos valores son entre 230 - 265 m y 250 - 815 m más elevados que los de Pujro Huayjo.

Dornbusch (2002) también sugiere varias altitudes de la paleo-LEG en la cara sur del SaraSara, tras reconstruirlas con el método AAR (0,67). Para el SW sugiere 4 cotas: ~ 4.500, ~ 4.700, ~ 4.725 y ~ 4.850 msnm, mientras que en el SE solo indica una altitud: ~ 4.850 msnm. Todos estos valores son inferiores a los de Pujro Huayjo. La menor diferencia es de ~ 90 m y la mayor, producida con valores que derivan del mismo método, alcanza ~ 890 m.

En cuanto a la depresión de la LEG, en el Solimana, Dornbusch (2002) estima que fue de ~ 410 a ~ 690 m. Sin embargo, Bromley (2011) propone con los métodos MELM y THAR que su colapso fue más agudo: ~ 880 m. Asimismo, Bromley (2011) calcula que el declive de la paleo-LEG en el flanco sur del Firura fue > 400 m. Estos datos concuerdan con las

reconstrucciones efectuadas en Pujro Huayjo. De todas formas, se manifiestan los mismos problemas que en la reconstrucciones anteriores. Bromley (2011) usa una LEG posterior a la de 1955 en el Solimana, lo que significa que sus valores están ligeramente sobreestimados. En cambio, Dornbusch (2002) utiliza el inventario de glaciares de Ames et al. (1988) para establecer la LEG moderna, pero en ese catálogo no se distingue la nieve del hielo así que se interpreta que sus resultados son una subestimación.

AUTOR/ES	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
BROMLEY, 2011	MELM	S COROPUNA	LGM	4745 ± 66	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	S COROPUNA	LGM	4663 ± 232	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	S COROPUNA	LGM	4728 ± 228	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	S COROPUNA	LGM	4772 ± 224	-
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	S COROPUNA	LGM - AÑO 2010	-	835 ± 120
BROMLEY, 2011	MELM	S COROPUNA	(MID-S.XIX)	5384 ± 123	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	S COROPUNA	(MID-S.XIX)	5319 ± 139	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	S COROPUNA	(MID-S.XIX)	5358 ± 137	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	S COROPUNA	(MID-S.XIX)	5384 ± 136	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	S COROPUNA	LGM	5180	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	S COROPUNA	14 KA - 900 años	5820	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	S COROPUNA	900 - 300 años	5500	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	S COROPUNA	< 300	5825	-
ÚBEDA, 2011	AABR	SE COROPUNA	LGM	4950	910 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	SE COROPUNA	PEH	5830	86 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	SE COROPUNA	1955	5855	75 (Respecto 2007)
ÚBEDA, 2011	AABR	SE COROPUNA	2007	5915	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,63)	SE COROPUNA	LGM	5385	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,50)	SE COROPUNA	LGM	5080	-
ÚBEDA, 2011	THAR (0,30)	SE COROPUNA	LGM	4620	-
ÚBEDA, 2011	AAR (0,67)	SE COROPUNA	LGM	5090	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO COROPUNA	LGM	4750	810
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO COROPUNA	LEG MODERNA	5560	-
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	SE SOLIMANA	LGM - AÑO 2010	-	880
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	S FIRURA	LGM - AÑO 2010	-	> 400
BROMLEY, 2011	MELM	S FIRURA	(MID-S.XIX)	5300	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	S FIRURA	(MID-S.XIX)	5275	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	S FIRURA	(MID-S.XIX)	5283	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	S FIRURA	(MID-S.XIX)	5289	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SE NEVADO SARASARA	LGM	4850	580
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SE NEVADO SARASARA	LEG MODERNA	5430	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LGM	4725	690
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LGM	4850	565
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LEG MODERNA	5415	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LGM	4500	610
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LEG MODERNA	5110	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LGM	4700	410
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW NEVADO SARASARA	LEG MODERNA	5110	-
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	S CERROS JOLIPA/YANAHUARA - AL E COROPUNA	LGM	5000	600
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	S CERROS JOLIPA/YANAHUARA - AL E COROPUNA	LGM	4700	900
DORNBUSCH, 2002	ELA AAR	SW CERROS JOLIPA/YANAHUARA - AL E COROPUNA	LGM	4450	1150

**Fig. 231.** Estimaciones de la altitud y depresión de la LEG en las vertientes sur de los volcanes y áreas glaciadas de la Cordillera Occidental Centroandina. Aproximadamente, la mitad de las reconstrucciones se han realizado en el nevado Coropuna. El resto han sido desarrolladas en los volcanes Solimana, Firura, SaraSara y en los cerros Jollpa y Yanahuara. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

No obstante, ni los cerros Jollpa y Yanahuara ni el SaraSara albergan glaciares en la actualidad. Entonces ¿Por qué sus paleo-LEG's son notablemente más bajas que las de Pujro Huayjo? la respuesta a esta cuestión podría radicar en que durante el MEG se produjo un deterioro significativo del clima que cambió drásticamente los balances de masa de los glaciares en toda la Cordillera Occidental Centroandina. Un ambiente más frío pero sobretudo más húmedo habría aumentado de forma sustancial sus ganancias y habría permitido la instalación y desarrollo de masas de hielo en áreas cuya topografía es

favorable, como los cerros Jollpa - Yanahuara, pero que actualmente se localizan por debajo del nivel altitudinal de la LEG regional.

Además, las vertientes sur de los cerros Jollpa - Yanahuara enlazan con superficies de mayor pendiente, que resultaron favorables para que los flujos de hielo descendiesen hasta pisos bioclimáticos en los que existían unas condiciones ambientales menos rigurosas. En esos ámbitos, la ablación comenzaría a ser efectiva y el glaciar pasaría a tener un balance de masa negativo.

- *Fases Tardiglaciares.*

En Pujro Huayjo se han diferenciado 3 fases Tardiglaciares. Se estima que en la más antigua (Tardiglaciar Pujro 1), la paleo-LEG del glaciar se estableció entre los ~ 5.030 (AA, BR = 1) y 5.400 (AAR; 0,67) msnm. Y que en la más reciente (Tardiglaciar Pujro 3), su altitud osciló desde ~ 5.315 (AA, BR =1) a ~ 5.490 msnm (AAR; 0,67).

La magnitud de la depresión de la LEG durante el Tardiglaciar Pujro 1 alcanzó un nivel similar a la del MEG. Se calcula que varió entre los ~ 400 (THAR, 0,57) y ~ 580 m (AA; BR = 1), a priori como consecuencia de un declive térmico de ~ 2,5 a ~ 3,8° C. Sin embargo, durante el Tardiglaciar Pujro 3, el descenso de la LEG fue algo menor que durante el Tardiglaciar Pujro 1. Su altitud descendió de ~ 225 (THAR, 057) a ~ 295 (AA, BR = 1) m, lo que significa que el clima fue entre ~ 1,5° y ~ 2° C más frío que el actual si se acepta que el comportamiento de la LEG está asociado exclusivamente a un cambio térmico.

Aunque resulta difícil establecer relaciones precisas entre las fases Tardiglaciares de Pujro Huayjo y Huayuray (vertiente norte del HualcaHualca), porque cada glaciar después del Último Gran Avance evolucionó de forma diferente, si se observa que existe una elevada similitud en el comportamiento de sus paleo-LEG's. Este hecho evidencia que estos avances no fueron eventos aislados ligados a factores locales como la orientación, la forma de la ladera etc. sino que se originaron a causa de cambios ambientales relevantes.

Sin embargo, este planteamiento todavía no se puede confirmar porque existen pocos datos en otras áreas de la Cordillera Occidental. Únicamente Forget *et al.* (2008) reconstruye cual fue el estado de la paleo-LEG desde hace 14 Ka a 900 años en la vertiente sur del Coropuna. El resultado de su trabajo indica que la paleo-LEG se situó a ~ 5.820 msnm,



pero como esta altitud hace referencia a un intervalo temporal muy amplio ni se pueden establecer relaciones fiables con los valores de los glaciares de Pujro Huayjo y Huayuray ni plantear ninguna interpretación concluyente.

No obstante, tanto Forget *et al.* (2008) como Úbeda (2011) y Dornbusch (2002) muestran en sus cartografías geomorfológicas del Coropuna y SaraSara numerosas morrenas distribuidas entre los complejos morrénicos del MEG y los frentes glaciares actuales. Estos depósitos intermedios pueden estar asociados a avances glaciares que probablemente sean contemporáneos a los del HualcaHualca, lo que reforzaría la hipótesis de la existencia de expansiones significativas de las masas de hielo a escala regional durante el Pleistoceno Tardío debido a notables fluctuaciones climáticas.

- *La Línea de Equilibrio Glaciar moderna.*

En el año 1955, la LEG del glaciar de Pujro Huayjo se estableció entre ~ 5.610 (AA; BR = 1) y ~ 5.725 msnm (AAR; 0,67). Sin embargo, en el año 2000, los datos muestran que su posición se elevó de ~ 10 (AA; BR=1) a ~ 55 m (THAR; 0,57). Esto significa que entre ambas fechas se produjo, *a priori*, un ascenso térmico de hasta ~ 0,35° C, aunque su repercusión en el balance de masa del glaciar fue mínima. Por tanto, puede afirmarse que la masa de hielo estuvo en equilibrio con el clima, o próximo a él, durante los años 1955 y 2000. No obstante, también es posible que ese aumento de la LEG pueda estar relacionado con una reducción de las precipitaciones, aunque de momento no es posible validar esta hipótesis debido a la escasez de series largas de datos en las estaciones meteorológicas del altiplano.

Las altitudes de la LEG de Pujro Huayjo de los años 1955 y 2000 son entre ~ 100 y ~ 145 m más bajas que las de Huayuray. Su diferencia probablemente guarda relación con la orientación, ya que el glaciar de Pujro Huayjo se localiza en la cara SW del HualcaHualca, más gélida que la N en el hemisferio austral.

En la vertiente sur del Coropuna, Dornbusch (2002), calcula que la LEG se localizó a ~ 5.560 msnm en el año 1955 con el método AAR (0,67). Este valor es entre ~ 50 y ~ 165 m más elevado que el de Pujro Huayjo para esa misma fecha. Pero como la altitud que propone Dornbusch (2002) procede del inventario de glaciares de Ames *et al.* (1988), en el que se sobreestima la superficie del glaciar del Coropuna al incluir el manto nival, se

considera que su propuesta es una sobreestimación. Esta afirmación se corrobora con el estudio desarrollado por Forget *et al.* (2008) en la misma vertiente de ese volcán, pues según su estimación la LEG se situó a ~ 5.825 msnm tras aplicar el mismo método (AAR, 0,67). Asimismo, Úbeda (2011) sugiere valores semejantes a los de Forget *et al.* (2008), al desarrollar la técnica AABR: ~ 5.855 msnm en 1955 y ~ 5.915 msnm en el 2007.

Pero como la altitud que propone Forget *et al.* (2008) es una estimación para los últimos 300 años, para establecer una comparación con Pujro Huyajo se toma de referencia la reconstrucción de Úbeda (2011). Así, de los valores de 1955 resulta una diferencia de ~ 130 a ~ 245 m, mientras que entre el año 2007 del Coropuna y el 2000 de Pujro Huyajo existe una divergencia de entre ~ 135 y ~ 295 m.

Aunque sus diferencias no son elevadas, resultan significativas porque reflejan que el glaciar meridional del Coropuna sufrió mayores pérdidas en su masa en esa fecha que el de Pujro Huayjo. Tal vez, el origen de estas discrepancias en la altitud de la paleo-LEG tenga relación con los métodos aplicados, pues Úbeda (2011) utilizó el AABR en el Coropuna que involucra a varias lenguas glaciares, mientras que en Pujro Huayjo se estimó su altitud en un único aparato con las técnicas THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1).

También es probable que esas divergencias se deban a que el glaciar del Coropuna pudo haber experimentado un notable adelgazamiento, ya sea por un cambio en el patrón de las precipitaciones que redujese la aportación de nieve o porque el ascenso de la temperatura que se ha observado en los Andes Centrales desde los años cincuenta (Vuille *et al.*, 2008) ha disminuido el tiempo de permanencia de la cubierta nival en su superficie. Su contracción implica un descenso del albedo, lo que permite al sistema glaciar absorber una mayor proporción de radiación solar. De esta forma, la ablación se incrementa y su masa se contrae.

Otro factor que pudo contribuir en esa pérdida de masa, tanto combinado con los anteriores como de forma aislada, es el flujo de calor geotérmico pues según Úbeda (2011) existen evidencias de actividad hidrotermal en la ladera. De todos modos, hay que señalar que el Coropuna posee una extensa área de acumulación y que el gradiente de su balance de masa es más acentuado que el de Pujro Huayjo. Así que si la LEG se eleva súbitamente a cotas superiores en el futuro, el Coropuna todavía conservaría una importante área de acumulación. Sin embargo, ese proceso tendría un mayor impacto en el flujo de hielo de

Pujro Huayjo e incluso si dicha situación se prolongara en el tiempo podría causar su desaparición, ya que toda su superficie sería vulnerable a la ablación.

Por último, en el SaraSara, Dornbusch (2002) establece, a través del método AAR, varias LEG's para el año 1955. En la orientación SE estima que su posición se situó a ~ 4.430 msnm y al SW a ~ 5.415 y ~ 5.110. Pero estas tres cotas se encuentran muy próximas a su cima, lo que significa que en esa fecha el área de acumulación del glaciar quedó restringida a la franja altitudinal más elevada del edificio. Además, resultan entre ~ 310 m y ~ 500 m más bajas que las del glaciar de Pujro Huayjo. Estas diferencias son notables y se relacionan con dos causas:

1. El uso del catálogo de glaciares de Ames *et al.* (1988) como base para estimar la LEG.
2. La influencia de la topografía en la evolución de los glaciares, tal y como se indicó en el análisis de la LEG del MEG.

*4.3.3.4. Comparación de los valores de Altitud de la LEG obtenidos en el Valle de Mollebaya (vertiente este del HualcaHualca) con los de las vertientes orientales de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.*

- La Máxima Extensión Glaciar (MEG).

En el valle de Mollebaya, la paleo-LEG del glaciar durante el MEG se situó entre los ~ 5.070 (AA; BR = 1) y ~ 5.350 (AAR; 0,67) msnm. La diferencia entre estos dos valores es de ~ 280 m, en la misma línea que en los valles de Huayuray y Pujro Huayjo. Estas altitudes manifiestan que el área de acumulación del paleoglaciar de Mollebaya se expandió, debido a un superávit en los *inputs*, y que la ablación se redujo de forma significativa (Fig. 232).

FASES GLACIARES	THAR (0,57)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AAR (0,67)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AA (BR = 1)	Δ LEG (m)	VAR. T° (°C)
MEG	5210	-451.5	-2.93475	5350	-400	-2.5	5070	-630	-4.095
PEH	5640	-21.5	-0.13975	5740	-10	-0.07	5665	-35	-0.2275
1955	5665	-	-	5750	-	-	5700	-	-
2000	5695	32.25	0.209625	5780	30	0.2	5720	20	0.13

**Fig. 232.** Altitudes de la LEG, valores de su depresión y variación de la temperatura de las fases MEG, PEH, 1955 y 2000 del glaciar de Mollebaya. Su cálculo se basó en los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En la reconstrucción de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. Y para estimar los cambios de la temperatura se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m.

Aunque a partir de la depresión, estimada en  $\sim 400$  (AAR; 0,67) -  $630$  (AA; BR = 1) m, se calcula que la temperatura durante esa fase fue entre  $\sim 2,5^\circ$  y  $\sim 4^\circ$  C más baja que la actual, la elevada magnitud del avance, que se refleja en las grandes dimensiones de las morrenas y en la distancia que recorrió el flujo de hielo, sugiere que una proporción importante de las ganancias en el balance de masa del paleoglaciario se produjeron como consecuencia de un incremento sustancial de la nivación. Además, como la posición de la paleo-LEG de Mollebaya se asemeja a la de los paleoglaciares de Huayuray y Pujro Huayjo, se interpreta que los tres flujos de hielo tuvieron una reacción equivalente que obedece principalmente a un cambio relevante en el régimen de precipitaciones.

En el glaciar del flanco este del Coropuna, Forget *et al.* (2008) señala que la paleo-LEG se situó a  $\sim 5.200$  msnm durante el MEG. Y Dornbusch (2002) propone que su altitud se localizó a  $\sim 4.700$  msnm en los cerros Jollpa y Yanahuara. El intervalo altitudinal de la paleo-LEG de Mollebaya si es coherente con la cota del Coropuna, pero resulta inconsistente con el valor de Jollpa y Yanahuara puesto que es entre  $\sim 370$  y  $\sim 650$  m más baja. Tampoco concuerda la depresión de sus paleo-LEG's, estimada en  $\sim 900$  m en Jollpa y Yanahuara, pues su magnitud resulta entre  $\sim 270$  y  $\sim 500$  m más profunda que la del glaciar de Mollebaya.

La diferencia que existe en las paleo-LEGs y depresión de los cerros Jollpa - Yanahuara y Mollebaya se asocia con la influencia de la topografía en la expansión de las masas de hielo cuyo mecanismo es el mismo que se ha mostrado en el análisis de los valles de los valles de Huayuray y Pujro Huayjo. El balance de masa positivo en el MEG, tanto del glaciar de Mollebaya como en los del Coropuna y cerros Jollpa y Yanahuara, refuerza el escenario de un cambio ambiental significativo en la Cordillera Occidental Centroandina durante ese periodo.

- La Pequeña Edad del Hielo (PEH).

En la PEH, la LEG de Mollebaya se situó entre los  $\sim 5.640$  y  $\sim 5.740$  msnm, un intervalo altitudinal entre  $\sim 10$  y  $\sim 35$  m más bajo que el que presentó en el año 1955. Este mínimo descenso de la LEG indica que las ganancias fueron ligeramente superiores a las pérdidas en el balance de masa y como consecuencia de ese desequilibrio se produjo una expansión del glaciar de escasa entidad.

Sin embargo, no se registraron ganancias en todos los glaciares del HualcaHualca. En los valles glaciares de Pujro Huayjo y Mucurca no hay evidencias geomorfológicas de un avance glaciar asociado a la PEH, así que la expansión que experimentó el flujo de hielo de Mollebaya podría tratarse de una respuesta puntual relacionada con factores locales. No obstante, es posible que la actividad volcánica del Sabancaya haya afectado a la masa de hielo de Pujro Huayjo, pues al estar más próxima a él se encuentra más expuesta a los efectos de sus emisiones. Y en el caso de Mucurca, como el glaciar probablemente desapareció antes de la PEH, no se registró ningún tipo de avance.

Por el contrario, en Huayuray si hay morrenas en las proximidades del frente glaciar que evidencian que se produjo un avance que se asocia con la PEH. De hecho, se calcula que la LEG del glaciar de ese valle descendió entre ~ 70 (AAR; 0,67) y ~ 110 (THAR; 0,57) m más que en Mollebaya. Probablemente la razón de esta diferencia esté relacionada con la topografía, pues aunque la degradación del clima fuese poco severa, los glaciares que avanzan por topografías cóncavas, como el de Huayuray, experimentan fluctuaciones más aceleradas que aquellos (Mollebaya) que se deslizan por laderas cuya pendiente posee una menor inclinación.

Por otro lado, se desconoce si la LEG evolucionó durante la PEH en otras vertientes orientales de otros volcanes de la misma forma que en Mollebaya porque existen escasos datos. Solamente hay una estimación efectuada por Forget *et al.* (2008) en el flanco este del Coropuna en la que indica que su posición se localizó a ~ 5.400 msnm. Pero esta cota se refiere a un intervalo temporal amplio que se extiende desde hace 900 a 300 años, por lo que su validez se considera relativa. Además, esa altitud no solo se aleja de la propuesta en Mollebaya, sino que es ~ 300 m más baja que el nivel altitudinal que Forget *et al.* (2008) estima para el intervalo temporal anterior (14 Ka – 900 años) en el Coropuna. Por tanto, lo más probable es que su reconstrucción sea una sobreestimación (Fig. 233).

AUTOR/ES	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	E COROPUNA	LGM	5250	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	E COROPUNA	14 KA - 900 años	5700	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	E COROPUNA	900 - 300 años	5400	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	E COROPUNA	< 300	5750	-
DORNBUSCH, 2002	AAR	E CERROS JOLIPA/YANAHUARA - AL E COROPUNA	LGM	4700	900

**Fig. 233.** Estimaciones de la altitud y depresión de la LEG en las vertientes orientales de los volcanes y áreas glaciadas de la Cordillera Occidental Centroandina. La mayor parte de los datos disponibles proceden del Nevado Coropuna. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).



- *La Línea de Equilibrio Glaciar moderna.*

En 1955 y 2000, la posición de la LEG del glaciar de Mollebaya no ha variado de forma significativa respecto del nivel altitudinal de la PEH. Este comportamiento significa que su balance de masa estuvo en equilibrio con el clima durante esos dos años, a diferencia de los glaciares de Huayuray y Pujro Huayjo que si registraron ligeros cambios.

En el caso de Huayuray, las pérdidas pueden estar vinculadas con que el glaciar se localiza en una orientación térmicamente más cálida. Y es posible que la masa de hielo de Pujro Huayjo haya sido afectada por la actividad volcánica del Sabancaya que se inició en la década de los ochenta del s. XX.

No se sabe si esta pauta del glaciar de Mollebaya se ha producido en las masas de hielo localizadas en las vertientes orientales de otros volcanes de la Cordillera Occidental Centroandina, pues existen escasos datos al respecto. Únicamente Forget *et al.* (2008) realiza una estimación de la altitud de la LEG en la vertiente este del Coropuna, cuyo resultado es ~ 5.750 msnm. Esta altitud se asemeja a los valores que se extrajeron en Mollebaya, pero al ser una reconstrucción que incluye a los últimos 300 años se considera que no es propicia para establecer una adecuada comparación.

*4.3.3.5. Comparación de los valores de Altitud de la LEG obtenidos en el Valle de Mucurca (vertiente oeste del HualcaHualca) con los de las vertientes oeste de otros volcanes y áreas glaciadas de los Andes Centrales Occidentales.*

- *La Máxima Extensión Glaciar (MEG).*

Durante el MEG, la paleo-LEG del glaciar de Mucurca estuvo situada entre ~ 4.820 (THAR; 0,57) y ~ 4930 (AAR; 0,67) msnm. Cabe subrayar que este intervalo altitudinal de la paleo-LEG es el más bajo que se ha obtenido en los 4 valles del HualcaHualca, lo que resulta significativo porque se registró en el glaciar de menor entidad que actualmente ya no existe.

Se estima que en esa fase la paleo-LEG se colapsó entre ~ 830 y ~ 875 m respecto al nivel altitudinal de 1955 (~ 5.695 - 5.775 msnm). Dado que este glaciar probablemente desapareció poco tiempo después de su última expansión Tardiglaciar, hay que indicar que

la posición de la LEG de 1955 es una aproximación. Su altitud se estableció mediante el cálculo del promedio de los valores altitudinales para esa fecha de Huayuray, Pujro Huayjo y Mollebaya (Fig. 234).

FASES GLACIARES	THAR (0,57)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AAR (0,67)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)	AA (BR = 1)	$\Delta$ LEG (m)	VAR. T° (°C)
MEG	4820	-875	5,7	4930	-845	5,5	4865	-830	5,4
Tardiglacial 1	4840	-855	5,5	4950	-825	5,35	4870	-825	5,4
Tardiglacial 2	4865	-830	5,4	4980	-795	5,2	4950	-745	4,8
Tardiglacial 3	5045	-650	4,2	5100	-675	4,4	5015	-680	4,4
1955	5695	-	-	5775	-	-	5695	-	-

**Fig. 234.** Altitudes de la LEG, valores de su depresión y variación de la temperatura del MEG, fases Tardiglaciares Mucurca 1, 2 y 3 y del año 1955 del glaciar de Mucurca. Su cálculo se basó en los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En la reconstrucción de la depresión se utilizó el promedio del año 1955 de los valles de Huayuray, Pujro Huayjo y Mollebaya. Y para estimar las variaciones de la temperatura se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m.

Pero si el paleoglaciar de Mucurca fue de menor entidad que los de los otros valles ¿Por qué el declive de su paleo-LEG fue más profundo? A continuación se plantean 3 factores que, al combinarse, pueden explicar el origen de esta peculiaridad:

1. La entidad de la masa de hielo habría sido determinante, puesto que los glaciares de pequeñas dimensiones, como el de Mucurca, muestran una mayor sensibilidad a las fluctuaciones climáticas debido a que su área de acumulación es reducida.
2. Un cambio drástico en los 2 parámetros que controlan la localización de la LEG. La conjugación de un incremento significativo de las precipitaciones y un declive de las temperaturas permitió que en el flanco oeste del HualcaHualca, actualmente deglaciado, se formasen una serie de flujos de hielo de escasa entidad como el de Mucurca. Mientras esa situación continuó en el tiempo, su espesor se incrementó sistemáticamente. Este proceso, junto a la mínima o nula ablación, elevó la pendiente de su superficie y desencadenó el colapso de su paleo-LEG.
3. Una mayor acumulación nival en la cara oeste del HualcaHualca debido a la acción del viento. Si como indica Sánchez Saldías y Fariña (2014), la intensidad del viento dominante de componente E se incrementó durante el Pleistoceno Tardío, éste pudo transferir una parte del stock de nieve de la cara oriental a la cabecera de Mucurca y aumentar el espesor del glaciar. Por consiguiente, su acción contribuyó, a modo de *feedback* positivo, a elevar

aún más el desequilibrio en el balance de masa y en consecuencia a agudizar el declive de la LEG.

En la vertiente oeste del Coropuna (Fig. 235), Bromley (2011) sugiere que la paleo-LEG en el MEG se situó a una altitud mínima de  $4.887 \pm 77$  (MELM) msnm y máxima de  $5.098 \pm 66$  (THAR, 0,3) msnm. Esta reconstrucción es consistente con la estimación realizada en el glaciar de Mucurca, a pesar de que Bromley (2011) introduce ratios bajos en los valores THAR. La similitud de sus paleo-LEGs respalda la propuesta que se ha planteado anteriormente sobre un cambio drástico en los parámetros climáticos ya que para que en la masa de hielo del Coropuna, de mayor entidad, se produzca una expansión significativa es necesario un deterioro ambiental relevante.



**Fig. 235.** Flanco oeste del Nevado Coropuna. La existencia de varias secuencias de flujos de lava indica que la actividad volcánica en esta vertiente ha sido frecuente. Este hecho ha podido destruir o sepultar morrenas que son fundamentales para llevar a cabo la reconstrucción de las paleo-LEG's de las fases glaciares antiguas como el MEG.

Sin embargo, los resultados de Forget *et al.* (2008), difieren notablemente de los anteriores. Según sus cálculos, basados en el método AAR (0,67), la paleo-LEG en la vertiente oeste del Coropuna se localizó a 5.800 msnm, o sea ~ 630 - 520 m por encima del nivel altitudinal establecido en Mucurca. Esta discrepancia puede estar relacionada con que en su reconstrucción haya tomado de referencia morrenas intermedias, asociadas a fases Tardiglaciares, en vez de las formaciones morrénicas localizadas a menor altitud que *a priori* deberían corresponderse con el MEG. En esta confusión podría haber contribuido la actividad volcánica, pues en su ladera se conservan numerosas coladas de lava parcial o totalmente cubiertas por un tapiz piroclástico de espesor variable, que podrían haber sepultado o destruido las morrenas del MEG.

- Fases Tardiglaciares.

En ninguna de las 3 fases Tardiglaciares identificadas en Mucurca, la posición de la paleo-LEG experimentó cambios significativos en relación con el nivel altitudinal que poseía en el MEG. En el Tardiglacial Mucurca 1, su localización se situó entre los ~ 4.840 (THAR; 0,57) y ~ 4.950 (AAR; 0,67) msnm. Y en el Tardiglacial Mucurca 3 entre los 5.015 (AA; BR = 1) y 5.100 (AAR; 0,67) msnm.

Además, es destacable subrayar la elevada similitud que existe entre los valores a pesar de que son métodos que están sujetos a procedimientos diferentes. Durante estas fases, se interpreta que en el balance de masa del paleo-glaciar de Mucurca volvió a producirse un superávit de *inputs* semejante al del MEG, como consecuencia de en una serie de cambios climáticos relevantes en los que se produjeron un incremento en la cuantía de las precipitaciones y una reducción del régimen térmico.

La magnitud de estos descensos fue sensiblemente superior que en los otros dos valles del HualcaHualca cuyos paleoglaciares registraron expansiones Tardiglaciares. Al comparar el *reavance* más antiguo de Mucurca con el Huayuray, existe una diferencia en la altitud de sus paleo-LEGs de ~ 335 a ~ 360 m. Mientras que entre los más recientes resulta una variación comprendida entre ~ 195 y ~ 250 m. Por otro lado, del contraste entre Mucurca y Pujro Huayjo se obtienen los siguientes valores: ~ 190 m y ~ 450 m entre los *reavances* Tardiglaciares más antiguos, y de ~ 300 m a ~ 390 m en los más recientes.

Estas variaciones entre las paleo-LEGs reflejan que los efectos producidos por los deterioros del clima, se desarrollaron de forma diferente en cada paleoglaciación debido probablemente a la intervención de factores locales. Su repercusión se amplificó en Mucurca y eso a pesar de que su cabecera se sitúa a una menor altitud (5.300 msnm) que las de los otros 3 valles.

En este sentido, se deduce que el viento, al igual que durante el MEG, desempeñó un papel fundamental. Durante esas fases, y a causa de un aumento de su actividad e intensidad, el flujo dominante del este acarreó nieve desde las vertientes este y, parte de ella, la depositó en la cabecera de Mucurca. Al repetirse este proceso con regularidad, se acumuló un stock de nieve extra en el circo glaciar que contribuyó a elevar el gradiente de la masa de hielo. Y en consecuencia, la paleo-LEG de Mucurca sufrió un declive más profundo que en las demás vertientes del HualcaHualca.

Para comparar las paleo-LEGs de los estadios Tardiglaciares de Mucurca, solamente se cuenta con la estimación que hizo Forget *et al.* (2008) en el Coropuna (Fig. 236). Entre sus datos y los de Mucurca existe una notable divergencia de entre ~ 700 a ~ 960 m. No obstante, debe considerarse que su reconstrucción comprende un marco temporal muy amplio (14 ka y hace 900 años), por lo que se piensa que sus resultados no tienen el suficiente nivel de detalle para poder establecer relaciones e interpretaciones.

AUTOR/ES	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
BROMLEY, 2011	MELM	W COROPUNA	LGM	4887 ± 77	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	W COROPUNA	LGM	5001 ± 71	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	W COROPUNA	LGM	5059 ± 68	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	W COROPUNA	LGM	5098 ± 66	-
BROMLEY, 2011	MELM	W COROPUNA	(MID-S.XIX)	5660 ± 85	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,25)	W COROPUNA	(MID-S.XIX)	5595 ± 19	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,28)	W COROPUNA	(MID-S.XIX)	5629 ± 18	-
BROMLEY, 2011	THAR (0,3)	W COROPUNA	(MID-S.XIX)	5652 ± 18	-
BROMLEY, 2011	MELM-THAR	W COROPUNA	LGM - AÑO 2010	-	963 ± 131
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	W COROPUNA	LGM	5450	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	W COROPUNA	14 KA - 900 años	5800	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	W COROPUNA	900 - 300 años	5700	-
FORGET ET AL., 2008	AAR (0,67)	W COROPUNA	< 300	5950	-

**Fig. 236.** Datos disponibles de la altitud y depresión de la LEG de la vertiente occidental de otros volcanes de la Cordillera Occidental Centroandina. En esta ocasión, todos pertenecen al Nevado Coropuna. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).



#### 4.3.3.6. Contextualización de las altitudes medias de la LEG del HualcaHualca en el marco de los Andes Centrales.

En este apartado, se contrastan las altitudes medias de la LEG obtenidas en los glaciares del HualcaHualca a partir de los métodos THAR (0,57), AAR (0,67), AA (BR=1) y AABR con las estimaciones establecidas mediante los mismos métodos en otras áreas de los Andes Centrales. Así se puede determinar si sus comportamientos han sido homogéneos o por el contrario si existen divergencias.

Se comparan las altitudes de la LEG de la Máxima Extensión Glaciar (MEG), estadios Tardiglaciares y sus posiciones modernas. Sin embargo, la Pequeña Edad del Hielo (PEH) no se incluye en esta sección de la discusión al no haber datos disponibles en la Cordillera Centroandina.

- *Estimaciones medias de la LEG del HualcaHualca durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG).*

Durante el MEG, el valor medio de la paleo-LEG en el HualcaHualca se situó entre los ~ 5005 (AA, BR = 1; AABR) y ~ 5215 (AAR 0,67) msnm. Asimismo, se estima que su depresión durante esa fase fue de ~ 560 (AAR 0,67) a ~ 765 (AABR) m, lo que se traduce, si se asume que en su declive únicamente participó la temperatura, en descensos térmicos de ~ 3,5° (AAR 0,67) a ~ 5° C (AABR) (Fig. 237).

Este escenario implica que durante el periodo álgido del MEG, la extensión del área de acumulación del glaciar del HualcaHualca se incrementó de forma significativa. Lo más probable es que el ambiente fuese más húmedo, pues se deduce que un régimen de precipitaciones similar al actual y un descenso térmico de entre ~ 3,5° y ~ 5° C, no habría sido suficiente para que el gradiente del balance de masa se elevara de forma tan acentuada.

En este sentido, Klein *et al.* (1999), Amman *et al.* (2001), y Hastenrath (2009) señalan que a medida que la LEG asciende a cotas más altas desde el N al S de la cordillera, como respuesta al descenso de las precipitaciones, los glaciares muestran progresivamente una menor sensibilidad a los cambios térmicos. Por eso, en los Andes centrales meridionales,

donde la humedad es mínima durante todo el año, no existen masas de hielo, ni siquiera en las áreas que se localizan por encima de los 6.000 msnm.

MÉTODOS	LEG (msnm)	$\Delta$ LEG (m)	VARIACION T <sup>a</sup> (°C)
THAR (0,57)	5055	-640	(-4,15)
AAR (0,67)	5215	-560	(-3,5)
AA (BR = 1)	5005	-690	(-4,5)
AABR	5005	-765	(-5)

**Fig. 237.** Valores medios de la altitud y depresión de la paleo-LEG durante el MEG del glaciar del HualcaHualca según los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. Y en la reconstrucción de la temperatura, basada en la variación de la depresión, se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m. La similitud que existe entre los valores AABR y los obtenidos con los otros 3 métodos valida su uso en glaciares en los que hay un número reducido de lenguas.

- *Estimaciones medias de la paleo-LEG del HualcaHualca durante las fases Tardiglaciares.*

Las reconstrucciones de la LEG correspondientes a la fase Tardiglaciario 1 indican que su altitud se situó entre los ~ 5.050 msnm y ~ 5.225 msnm. Es decir, que el área de acumulación del paleo-glaciar se expandió hasta alcanzar una extensión similar a la del MEG. Además, se estima que la depresión la LEG durante esa fase osciló entre los ~ 555 y ~ 720 m, lo que significa que, a priori, la temperatura fue entre ~ 3,5° y ~ 4,5° C más baja que la actual (Fig. 238).

MÉTODOS	LEG (msnm)	$\Delta$ LEG (m)	VARIACION T <sup>a</sup> (°C)
THAR (0,57)	5095	-600	(-4)
AAR (0,67)	5220	-555	(-3,5)
AA (BR = 1)	5050	-645	(-4,2)
AABR	5050	-720	(-4,5)

**Fig. 238.** Promedios de la altitud de la paleo-LEG, su depresión y variación de la temperatura del glaciar del HualcaHualca en el Tardiglaciario 1 según los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. Y en la reconstrucción de la temperatura se aplicó el gradiente térmico vertical: 0,65°C/100 m. Es significativo que los resultados de los 4 métodos presentan una elevada similitud. Además, resulta notable que sus valores se asemejan a los del MEG.

En las fases Tardiglaciares 2 y 3, sin embargo, las altitudes de las paleo-LEGs reflejan que en el área de acumulación se registraron *inputs* inferiores que durante el MEG y el Tardiglaciario 1. Por ejemplo, en el estadio Tardiglaciario 3, su posición se situó entre ~ 5.165

y ~ 5.295 msnm y se calcula que la depresión fue de entre ~ 450 y ~ 605 m. Estos valores indican que si el parámetro implicado en generar un balance de masa positivo del glaciar hubiese sido un enfriamiento climático, éste habría sido de ~ 3° - 4° C (Fig. 239; 240).

La contextualización de las fases Tardiglaciares del HualcaHualca en el marco centroandino resulta más complicada que el MEG, porque después de este evento, cada glaciar puede haber manifestado una evolución diferente, sobre todo en una región tan extensa como los Andes centrales donde hay una amplia variedad de condiciones climáticas. Además, los datos de este tipo de fases glaciares son escasos, en gran medida porque la mayor parte de los esfuerzos se han centrado en revelar la magnitud y las características del MEG.

MÉTODOS	LEG (msnm)	Δ LEG (m)	VARIACION T <sup>a</sup> (°c)
<b>THAR (0,57)</b>	5140	-555	(-3,5)
<b>AAR (0,67)</b>	5260	-515	(-3,35)
<b>AA (BR = 1)</b>	5135	-560	(-3,5)
<b>AABR</b>	5140	-630	(-4)

**Fig. 239.** Altitudes medias de LEG, estimación de su depresión y variación de la temperatura del glaciar del HualcaHualca en el Tardiglacial 2 tras aplicar los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. La reconstrucción de la temperatura se basó en la depresión de la LEG, introduciéndose un gradiente 0,65°C/100 m.

MÉTODOS	LEG (msnm)	Δ LEG (m)	VARIACION T <sup>a</sup> (°c)
<b>THAR (0,57)</b>	5245	-450	(-3)
<b>AAR (0,67)</b>	5295	-480	(-3)
<b>AA (BR = 1)</b>	5165	-530	(-3,5)
<b>AABR</b>	5165	-605	(-3,9)

**Fig. 240.** Promedios de la altitud de la LEG, cálculos de su depresión y variación de la temperatura del glaciar del HualcaHualca en el Tardiglacial 3, que resultan de los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el cálculo de la depresión se utiliza de referencia el año 1955. Y en la reconstrucción de la temperatura, basado en el valor de la depresión, se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m. Este estadio fue el último en el que se registró un declive significativo de la LEG.

- *Estimaciones medias de la LEG del HualcaHualca en los años 1955 y 2000.*

En 1955, la LEG del glaciar del HualcaHualca se situó entre ~ 5.685 (AABR) m y ~ 5.775 m (AAR 0,67). Y en el año 2000, se estima que se localizó en el intervalo ~ 5.745 (AA BR = 1) - 5.815 msnm (AAR 0,67). Entre ambas fechas, se calcula que su posición se elevó de ~ 40 (AAR 0,67) a ~ 60 m (THAR 0,57) (Fig. 241).

Este ligero ascenso de la LEG significa que las pérdidas en la masa del glaciar fueron mínimas en esos dos años, y por tanto que no se registraron cambios relevantes en la extensión de las áreas de acumulación y ablación. Se estima que esa elevación equivale a un incremento térmico de  $\sim 0,25^\circ$  (AAR 0,67) a  $\sim 0,4^\circ$  C (THAR 0,57), lo que resulta consistente con el calentamiento troposférico propuesto por Vuille et al., (2008) de  $0.1^\circ$  C por década en los Andes tropicales durante el periodo 1960 – 2000 (Fig. 242).

No obstante, Vuille *et al.* (2008) también indica que las precipitaciones en el Sur de Peru se redujeron en ese periodo. Pero dado que se desconoce la magnitud de dicho cambio, y el ritmo de ascenso térmico deducido de la LEG del HualcaHualca concuerda con la reconstrucción de la evolución de las temperaturas planteada por Vuille *et al.* (2008), resulta factible que la temperatura haya sido el parámetro responsable del ascenso de la LEG entre los años 1955 y 2000.

Un aumento de la temperatura afecta al número de nevadas y disminuye el volumen de nieve que precipita en el área de acumulación del glaciar. Y como su periodo de alimentación coincide con el de mayor ablación, el albedo se reduce y provoca un efecto de retroalimentación (*feedback*) negativo que eleva las pérdidas en su masa.

MÉTODOS	LEG (msnm)	$\Delta$ LEG (m)	VARIACION Tª (°c)
THAR (0,57)	5695	-	-
AAR (0.67)	5775	-	-
AA (BR = 1)	5695	-	-
AABR	5685	-85	0,5

**Fig. 241.** Altitudes medias de la LEG, cambios en su altitud y variación de la temperatura en el glaciar del HualcaHualca en 1955, a partir de los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). El valor de variación de la LEG en el método AABR se debe a que en ese método se utilizó de referencia la altitud de la LEG del año 2000 para calcular su depresión. En la reconstrucción de la temperatura del método AABR se aplicó el gradiente  $0,65^\circ\text{C}/100$  m.

MÉTODOS	LEG (msnm)	$\Delta$ LEG (m)	VARIACION T <sup>a</sup> (°C)
THAR (0,57)	5755	60	0,4
AAR (0,67)	5815	40	0,25
AA (BR = 1)	5745	50	0,32
AABR	5770	-	-

**Fig. 242.** Estimaciones de las altitudes medias de la LEG, cambios en su altitudes y variación de la temperaturas en el glaciar del HualcaHualca durante el año 2000, según los métodos THAR (0,57), AAR (0,67) y AA (BR = 1). En el AABR no hay datos de cambios ni en la depresión de la LEG ni en la temperatura porque la altitud del año 2000 se usó para calcular sus variaciones en las demás fases. Para reconstruir la temperatura se aplicó el gradiente 0,65°C/100 m.

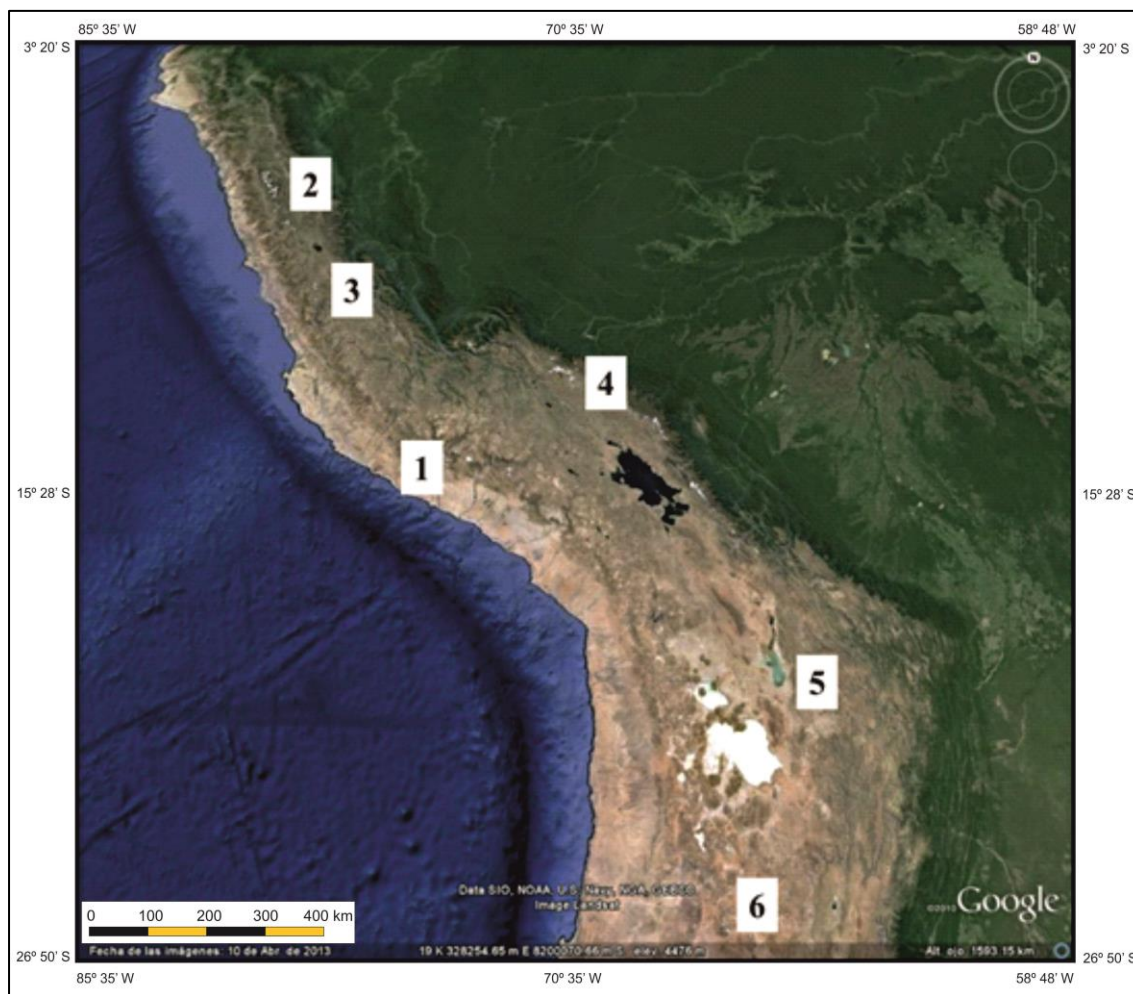
- *Comparación entre las estimaciones de la LEG en la Cordillera Blanca (N de Perú) y las del HualcaHualca.*

La Cordillera Blanca (N de Perú; 8° 30' S – 10° 8' S), tiene una longitud aproximada de 320 km, una anchura de 70 km, y cuenta con 27 cimas que superan los 6.000 m de altitud (Fig. 243). Su vertiente E, expuesta directamente a los vientos húmedos del Océano Atlántico, recibe ~ 3.000 mm de precipitaciones al año, mientras que en la cara W se registran ~ 750 - 1000 mm.

Tras aplicar el método THAR (0,2 y 0,4) en dos de sus valles, el de Huamish y el de Tayash, Rodbell (1991, 1992) sitúa la paleo-LEG del MEG a ~ 4.050 msnm y ~ 4.605 msnm, respectivamente. Asimismo, según sus cálculos, la LEG moderna se localiza a ~ 5.030 msnm en Huamish y a ~ 5.075 msnm en Tayash, por lo que sus depresiones en el MEG alcanzaron ~ 970 m y ~ 470 m (Fig. 244).

Por otro lado, Klein *et al.* (1999) desarrolla una estimación donde incluye a todos los glaciares de la Cordillera Blanca y propone, tras usar el THAR e introducir un ratio ligeramente mas alto (0,45) que el de Rodbell (1991, 1992), que su posición se emplazó entre los ~ 3.400 – 4.400 msnm durante el MEG. Además, Klein *et al.* (1999) indica que actualmente la LEG se encuentra en el intervalo altitudinal ~ 4.700 - 5.100 msnm, y que su variación entre ambas fases fluctuó entre ~ 800 y ~ 1.200 m. Por último, Seltzer (1990), con el mismo enfoque que Klein *et al.* (1999), solo calcula la LEG moderna y concluye que ésta se localiza entre los ~ 4.800 - 5.000 msnm (Fig. 245).





**Fig. 243.** Localización de las regiones de los Andes Centrales incluidas en la contextualización de los resultados de la LEG del HualcaHualca: 1. Cordillera Occidental. 2. Cordillera Blanca. 3. Valles localizados al E del lago de Junín. 4. Cordillera Oriental de Perú (Quelccaya y Ausangate). 5. Cordillera Oriental de Bolivia (Cordillera Real). 6. Sector Septentrional de los Andes Centrales de Chile y Argentina.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)	VARIACIÓN T° (°C)
RODBELL, 1991 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	QUEBRADA HUAMISH - CORDILLERA BLANCA	LGM	4050	970	-
RODBELL, 1991 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	QUEBRADA TAYASH - CORDILLERA BLANCA	LGM	4605	470	-
THOMPSON ET AL., 1995	O18 TESTIGO HIELO	HUASCARÁN, CORDILLERA BLANCA	LGM	-	-	(-8) Y (-12)
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0.45)	CORDILLERA BLANCA	LGM	3400 - 4400	800 - 1200	-

**Fig. 244.** Altitudes de la paleo-LEG y valores de su depresión del MEG a escala local (valles Huamish y Tayash) y regional desarrollados en los glaciares de la Cordillera Blanca. Cabe subrayar que la estimación de la paleotemperatura de Thompson *et al.* (1995) no se basa en la paleo-LEG sino en el análisis del isótopo  $^{18}\text{O}$  de la capa de hielo del Nevado Huascarán. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)
SELTZER, 1990	-	CORDILLERA BLANCA	MODERNA	4800-5000
RODBELL, 1991, 1992	THAR (0.5)	QUEBRADA HUAMISH CORDILLERA BLANCA	MODERNA	5030
RODBELL, 1991, 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	QUEBRADA TAYASH CORDILLERA BLANCA	MODERNA	5075
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0.45)	CORDILLERA BLANCA	MODERNA	4700-5100

**Fig. 245.** Altitudes de la LEG moderna local (valles Huamish y Tayash) y regional de los glaciares de la Cordillera Blanca. Los resultados de las reconstrucciones que se focalizan en glaciares individuales (Huamish y Tayash) concuerdan con los valores altos de las estimaciones regionales pero son inconsistentes con los más bajos. Esto refleja que los cálculos de la LEG que incluyen a extensas áreas tienden a sobreestimar su altitud.

Los valores altitudinales de la paleo-LEG y de la LEG que proponen Rodbell (1991, 1992), Klein et al. (1999) y Seltzer (1990) se asemejan. La única diferencia notable se produce entre las paleo-LEGs de los valles de Huamish y Tayash que sugiere Rodbell (1991, 1992). Se calcula que entre ellas hay una divergencia de  $\sim 550$  m, lo que significa que sus altitudes podrían corresponderse con fases glaciares diferentes a no ser que hayan influido en el comportamiento de los flujos de hielo factores locales como la orientación, existencia de derrubios sobre el paleoglaciario etc.

Este apunte es importante porque estimar la altitud de la paleo-LEG de estadios glaciares de diversas edades genera errores en las interpretaciones, así que antes de llevar a cabo su reconstrucción se considera esencial fijar un marco cronológico fiable de la evolución glaciario en cada cordillera, para reducir al máximo las incertidumbres en los cálculos paleoclimáticos.

Sin embargo, ninguna de las altitudes de la paleo-LEG expuestas anteriormente concuerdan con las establecidas en el HualcaHualca. Los valores en los valles de Huamish y Tayash de Rodbell (1991, 1992), son entre  $\sim 955 - 1.165$  m y  $\sim 400 - 610$  m más bajos, mientras que la altitud de Klein *et al.* (1999) resulta entre  $\sim 815$  y  $\sim 1.605$  m más profunda.

También existen diferencias significativas entre sus LEGs modernas. Las de Rodbell (1991, 1992), son entre  $\sim 655 - 785$  m (Huamish) y  $\sim 610 - 740$  m (Tayash) más deprimidas. Y las de Seltzer (1990) y Klein *et al.* (1999) de  $\sim 715$  a  $\sim 985$  m más bajas.

En cambio, sus valores de depresión muestran una mayor coherencia. El declive de la paleo-LEG que Rodbell (1991, 1992) señala en Huamish es entre  $\sim 205$  y  $\sim 410$  m más profundo pero el de Tayash resulta de  $\sim 90$  a  $\sim 300$  m menos pronunciado. Mientras que el descenso que estima Klein *et al.* (1999), es  $\sim 240 - 435$  m más agudo.

Una explicación de estas diferencias reside en el clima. Actualmente, se registran precipitaciones mucho más elevadas en la Cordillera Blanca, debido a una mayor influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que en el HualcaHualca. Así, una mayor nivación combinada con temperaturas frías por efecto de la elevada altitud ( $6.000$  msnm), permite que el área de acumulación de esos glaciares sea más extensa que la de ablación y por tanto que sus LEGs se sitúen en cotas más bajas que en HualcaHualca.

Pero al relacionar las estimaciones de la depresión de la paleo-LEG del HualcaHualca y la Cordillera Blanca se deduce que esas condiciones ambientales debieron agudizarse en el MEG. Los datos indican que durante este periodo se produjo un cambio climático significativo en ambos sistemas montañosos, aunque éste fue más drástico en la cordillera Blanca pues su paleo-LEG experimentó un declive más acentuado que en el HualcaHualca.

No obstante, es posible que en la reconstrucciones realizadas en la Cordillera Blanca exista cierta sobreestimación porque en ellas se utilizan ratios THAR bajos. Sería interesante que en los cálculos futuros se aplicasen valores más elevados para comprobar sus resultados y confirmar esta hipótesis. Además, Klein *et al.* (1999) realiza una reconstrucción regional de la LEG moderna a partir de imágenes de satélite Landsat que poseen una reducida resolución espacial. Con este procedimiento normalmente se obtienen altitudes erróneas y depresiones subestimadas, porque la extensión del glaciar no es real al no diferenciarse con precisión la cubierta de hielo del manto nival.

Cabe resaltar que en la cordillera Blanca no se han elaborado reconstrucciones de las paleotemperaturas del MEG a partir de las depresiones de la paleo-LEG. Pero si existe una estimación, basada en el análisis de la concentración de los isótopos O y H en los testigos de hielo extraídos del glaciar del nevado Huascarán, que indica que en ese periodo la temperatura se desplomó entre 8° y 12° C (Thompson *et al.*, 1995). Este enfriamiento es entre ~ 4,5° y ~ 7° C más agudo que el establecido en el HualcaHualca.

Pero dado que la información registrada en los núcleos de hielo refleja con gran precisión las condiciones paleoambientales y las diferencias entre las dos reconstrucciones son significativas, existe la posibilidad de que se estén comparando fases glaciares diferentes. En ese caso, los datos de Thompson *et al.* (1995) si podrían estar relacionados con el último máximo glacial, datado en 18 ka (CLIMAP, 1981), mientras que los del HualcaHualca se corresponderían con una expansión relevante posterior a ese periodo de máximo enfriamiento.

- *Comparación entre las estimaciones de la LEG de los valles glaciares localizados al este de Junín (N de Perú) y el HualcaHualca.*

Los valles Alcacocha, Antacocha, Calcalcocha y Collpa (11° S; 76° W), se localizan al E del lago de Junin, en la región central de Perú. Sus cabeceras se sitúan a ~ 4.000 – 4.500 msnm, aunque actualmente estas quebradas se encuentran deglaciadas. No obstante, la

existencia de abundantes complejos morrénicos en torno a la orilla derecha del lago evidencian que en ellos existieron paleoglaciares que experimentaron expansiones significativas en el pasado.

En estos valles, Ramage *et al.* (2005) plantea que la paleo-LEG de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) se estableció entre ~ 4.255 msnm y ~ 4.580 msnm, tras aplicar los métodos THAR (0,45), AAR (0,65) y AABR. Asimismo, sugiere que su depresión fue de ~ 250 a ~ 550 m, unos valores que concuerdan con los ~ 300 ± 100 m que propone Wright (1983) para esta región.

Ramage *et al.* (2005) también lleva a cabo la reconstrucción de la altitud de las paleo-LEGs de eventos Tardiglaciares en los valles de Alcacocha, Antacocha y Calcalcocha, y usa los mismos métodos que en el MEG. Según sus cálculos, la paleo-LEG se emplazó entre los ~ 4.360 y ~ 4.570 msnm durante esas fases, y estima que su altitud descendió entre ~ 230 y ~ 440 m (Fig. 246).

Las altitudes de la paleo-LEG del MEG que señala Ramage *et al.* (2005) en los paleoglaciares del entorno del lago de Junin son entre ~ 635 y ~ 745 m más bajas que las del HualcaHualca. Y al comparar sus depresiones se obtiene que las de Junin resultan de ~ 215 a ~ 310 m más profundas. Estas discrepancias probablemente se deben a que el clima de Junin fue más húmedo durante esa fase que el del HualcaHualca, pues se ubica a menor distancia de la fuente de humedad (Océano Atlántico). De lo contrario, no habría sido posible que en esos valles, actualmente completamente deglaciados, se hubiesen formado masas de hielo ni que sus áreas de acumulación pudieran expandirse y que la paleo-LEG descendiera hasta esos niveles.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)	VARIACION T° (°C)
WRIGHT, 1983	SNOWLINE	LLANURA DE JUNÍN (PERÚ)	LGM		300 ± 100	(-2)
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4520-4570	280-330	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0,65)	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4500	300	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1,5)	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4580	220	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE ANTACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4440-4475	360-325	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0,65)	VALLE DE ANTACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4390	410	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1,5)	VALLE DE ANTACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4485	315	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4370-4410	430-390	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0,65)	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4360	440	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1,5)	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4430	370	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE COLIPA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4255-4300	550-500	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0,65)	VALLE DE COLIPA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4350	450	2.5 (0,65°/100)
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1,5)	VALLE DE COLIPA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNÍN)	LGM	4435	365	2.5 (0,65°/100)

**Fig. 246.** Estimaciones de la paleo-LEG en los paleoglaciares que se establecieron al E del lago de Junín. Es relevante destacar que Ramage *et al.*, (2005) utiliza varias técnicas con ratios altos y sus resultados, al igual que en el HualcaHualca, se asemejan. Sería interesante repetir este método empírico en otras áreas para determinar si las altitudes de la LEG resultantes son coherentes para fijar un procedimiento estándar y así poder realizar reconstrucciones paleoclimáticas más precisas en los Andes Centrales. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

No obstante, es probable que en el valor de la depresión propuesto para los valles de Junin exista un error de estimación porque al no haber glaciares en esos valles, Ramage *et al.* (2005) utiliza de referencia en sus cálculos la altitud moderna del límite de las nieves perpetuas (~ 4.800 msnm) que sugiere Wright (1983) para la Cordillera Oriental. Este tipo de extrapolación no es correcta, ya no solo por el uso de la *snowline* a modo de LEG, sino porque ese valor se ha extraído de una reconstrucción regional que abarca una extensa región en las que existen múltiples condiciones termo-pluviométricas, de las cuales muchas pueden diferir de las de los valles de Junin.

Tampoco resultan coherentes los valores de la paleo-LEG de Ramage *et al.* (2005) correspondientes a las fases Tardiglaciares con los extraídos en el HualcaHualca. Sus paleo-LEGs son más profundas, estimándose las siguientes diferencias con las altitudes del HualcaHualca: entre ~ 650 y ~ 690 m con el Tardiglaciario 1, de ~ 690 a ~ 775 m respecto con el Tardiglaciario 2 y entre ~ 725 y ~ 805 m comparado con el Tardiglaciario 3 (Fig. 247).

Pero a pesar de estas diferencias, cuyas causas se interpreta que son las mismas que las del MEG, como sus depresiones si se asemejan se pone de manifiesto que se registraron ganancias en los balances de masa mientras estuvieron vigentes esas fases. Este hecho es significativo ya que descartaría que el declive que experimentó la paleo-LEG en el paleoglaciario del HualcaHualca durante esos periodos fuese una anomalía asociada a los efectos de factores geográficos locales.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4520-4570	280-230
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0.65)	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4470	330
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1.5)	VALLE DE ALCACOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4565	235
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE ANTACOCOA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4450-4480	350-320
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0.65)	VALLE DE ANTACOCOA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4390	410
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1.5)	VALLE DE ANTACOCOA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4475	325
RAMAGE ET AL., 2005	THAR (0.45) MDT Y TOPOGRÁFICO	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4370-4410	430-390
RAMAGE ET AL., 2005	AAR (0.65)	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4360	440
RAMAGE ET AL., 2005	AABR (1.5)	VALLE DE CALCALCOCHA C. ORIENTAL (ESTE LAGO DE JUNIN)	TARDIGLACIAR	4435	365

**Fig. 247.** Altitudes de la paleo-LEG durante los estadios Tardiglaciares en las masas de hielo que se formaron al E del lago de Junín. Sus resultados reflejan que después del MEG hubo periodos en los que sus balances de masa volvieron a ser positivos.

- *Comparación entre las estimaciones de la LEG de la Cordillera Occidental Centroandina y las del HualcaHualca.*

En la Cordillera Occidental, entre el Sur de Perú y el N de Bolivia, Klein *et al.* (1999) sugiere, a partir del método THAR (0,45), que la paleo-LEG del MEG se emplazó a ~



4.200 - 4.600 msnm y que su depresión alcanzó los ~ 500 - 800 m,. Además, según sus cálculos, la LEG moderna se sitúa a ~ 5.000 – 5.100 msnm.

Sin embargo, los intervalos altitudinales de la paleo-LEG del MEG y la LEG moderna que indica Klein *et al.* (1999) son entre ~ 615 - 800 m y ~ 685 - 715 m más bajos que los del HualcaHualca. Pero la profundidad de sus depresiones si concuerda, lo que significa que la magnitud del cambio climático que tuvo lugar en esa fase fue similar en los dos casos (Fig. 248).

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0,45)	ANDES CENTRALES (N CHILE Y ARGENTINA)	LGM	4000-4600	800-1200
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0,45)	ANDES CENTRALES (N CHILE Y ARGENTINA)	MODERNA	5100 - 5700	-

**Fig. 248.** Estimaciones altitudinales de la paleo-LEG durante el MEG, su depresión y posición de la LEG moderna en la Cordillera Occidental Centroandina según Klein *et al.* (1999). El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

La notable divergencia entre las altitudes de sus paleo-LEGs y LEGs se atribuye a la combinación de varias causas:

1. El estudio de Klein *et al.* (1999) es regional y utiliza imágenes de satélite Landsat TM de baja resolución, así que pudo incluir áreas desprovistas de hielo dentro del ámbito glaciar y sobredimensionar su extensión real. Esto afectaría sobretudo a la estimación moderna de la LEG y al calculo de su depresión.

Además, la integración de áreas glaciadas diferentes eleva la incertidumbre de la reconstrucción de la paleo-LEG, pues en cada sector podrían interferir factores locales que generasen errores en los cálculos. Por ejemplo, la actividad volcánica, que caracteriza a la Cordillera Occidental, podría haber sepultado o destruido parcial o totalmente la evidencia geomorfológica asociada al MEG. En tal caso, es posible que las formaciones morrénicas utilizadas de referencia por Klein *et al.* (1999) en sus cálculos se correspondan con avances glaciares más antiguos o incluso más modernos, lo que daría lugar a sobreestimaciones o subestimaciones. En este sentido, contribuye el deficiente marco cronológico de la Cordillera pues impide saber con cierta aproximación a que fase glaciar pertenece cada reconstrucción de la LEG.

2. Klein *et al.* (1999) utiliza en los cálculos el límite de las nieves perpétuas (*snowline*), que propone Fox y Bloom (1994) a modo de LEG. Su uso puede resultar útil en un estudio regional, pero es incorrecto porque sobreestima la superficie del glaciar. En consecuencia se distorsiona la altitud moderna de la LEG y la depresión de la paleo-LEG en las fases Pleistocenas. Este hecho se constata al comparar sus resultados con los de una reconstrucción como la del HualcaHualca, donde se usa exclusivamente el área cubierta por el hielo.

3. El método THAR y el uso de ratios inferiores a 0,57, tienden a producir paleo-LEG's bajas, sobretudo en las fases glaciares antiguas. Se interpreta que esto se debe a que las formaciones morrénicas que se utilizan para deducir la paleo-superficie del flujo de hielo pueden haber sido erosionadas parcialmente o estar sepultadas por productos volcánicos, así que su área es más reducida de la que realmente le correspondería. Para verificarlo, sería conveniente experimentar con ratios THAR más elevados, como el 0,57, y desarrollar otras técnicas como el AAR y AABR en la reconstrucción regional.

- *Comparación entre las estimaciones de la altitud de la LEG en la Cordillera Oriental de Perú y las del HualcaHualca.*

La Cordillera Oriental, localizada en el SE de Perú, es una alineación montañosa en la que existen picos que superan los 6.000 m de altitud, como el Ausangate (6.384 msnm). Su disposición NW-SE, provoca que las masas de aire húmedas procedentes del Océano Atlántico se eleven y que se produzcan elevadas precipitaciones que varían entre los 1.000 y 1.500 mm. Este régimen alimenta a numerosos glaciares cuyos frentes descienden hasta los 4.600 msnm. De ellos destaca el Quelccaya (13°56'S, 70°50'O), que posee una superficie de 70 km<sup>2</sup> (Mark *et al.*, 2002), y es la masa de hielo tropical más extensa de la Tierra.

Rodbell (1992) propone que la paleo-LEG en el MEG se emplazó a ~ 3.150 msnm en la cara este y a ~ 3.985 msnm en la vertiente suroeste de la Cordillera Oriental. Asimismo, calcula que su depresión en esas dos vertientes fue de ~ 1.400 m y ~ 715 m, respectivamente. Cabe resaltar que entre los valores de estas dos vertientes existen elevadas divergencias, a pesar de que Rodbell (1992) utiliza en ambas orientaciones el mismo método (THAR 0,2 y 0,4).

Las estimaciones de la depresión Rodbell (1992) se asemejan a las de Seltzer (1987), Rodbell (1992) y Fox y Bloom (1994) y concluyen que se colapsó ~ 1.000 m, al utilizar de referencia la altitud del límite de las nieves perpétuas.

Sin embargo, Mark *et al.* (2002) plantea valores de la depresión de la paleo-LEG del MEG que son inconsistentes con los de Seltzer (1987), Rodbell (1992), y Fox y Bloom (1994), pues a partir del mismo método (THAR) y un ratio similar (0,45), calcula que su altitud bajó ~ 560 m en la cara NW del nevado Ausangate y ~ 360 m en la vertiente W del glaciar de Quelccaya (Fig. 249).

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)	VARIACION T° (°C)
SELTZER, 1987	SNOWLINE	PERÚ	LGM		1000	(-6.5) Y (-7)
RODBELL, 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	E C.ORIENTAL, PERÚ	LGM	3150	1400	> (-5) Y (-6)
RODBELL, 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	SW C.ORIENTAL, PERÚ	LGM	3985	715	
RODBELL, 1992	SNOWLINE	PERÚ	LGM		1000	> (-5) Y (-6)
FOX Y BLOOM, 1994	SNOWLINE	PERÚ	LGM		1400	(-10 ± 1.9)
FOX Y BLOOM, 1994	FONDO CIRCOS / THAR (0,45)	PERÚ (5° - 17° S)	LGM	3200 - 4900	600 - 1400	-
MARK ET AL., 2002	THAR (0,45)	VALLE UPISMAYO - NWAUSENGATE (SE PERÚ)	LGM	-	560	-
MARK ET AL., 2002	THAR (0,45)	VALLE HUANCANÉ - W QUELCCAYA (SE PERÚ)	LGM	-	360	-

**Fig. 249.** Estimaciones de la altitud de la paleo-LEG, depresión y variación térmica durante el MEG en los glaciares de la Cordillera Oriental de Perú. Es destacable que entre los resultados de las reconstrucciones centradas en un solo valle (NW Ausangate y W de la capa de hielo de Quelccaya) y los que derivan de cálculos regionales existen notables diferencias. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

En las masas de hielo de la Cordillera Oriental también se han registrado fluctuaciones de la paleo-LEG durante las fases Tardiglaciares. Según Mark *et al.* (2002), su posición descendió de ~ 100 a ~ 170 m en la vertiente NW del Ausangate, y entre ~ 50 y ~ 250 m en la cara SE del Quelccaya en esos eventos (Fig. 250).

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	Δ LEG (m)
MARK ET AL., 2002	THAR (0,45)	VALLE UPISMAYO - NWAUSENGATE (SE PERÚ)	TARDIGLACIAR	170-100
MARK ET AL., 2002	THAR (0,45)	VALLE HUANCANÉ - W CAPA HIELO QUELCCAYA (SE PERÚ)	TARDIGLACIAR	230-50

**Fig. 250.** Altitudes de la paleo-LEG y su depresión durante las fases Tardiglaciares en las masas de hielo de la Cordillera Oriental de Perú. Esta reconstrucción constituye la única referencia que existe en el sector oriental de los Andes Centrales sobre las características del balance de masa de los glaciares durante esas fases.

Del mismo modo que en el MEG y las fases Tardiglaciares, la LEG moderna de los glaciares en la Cordillera Oriental solo ha sido estimada con el método THAR y un único ratio (0,45). Así, según Rodbell (1992) su posición se localiza a ~ 4.555 msnm en la vertiente E y a ~ 4.700 msnm en la SW, mientras que Fox y Bloom (1994) apunta que su altitud en todo el sistema montañoso se emplaza entre los ~ 4.700 y ~ 5.300 msnm (Fig. 251).

Existen diferencias significativas entre las reconstrucciones de la altitud y depresión de la paleo-LEG del MEG del HualcaHualca y las estimaciones efectuadas por Rodbell (1992). Se calcula que sus valores de la paleo-LEG son entre ~ 1.855 y ~ 2.100 m más bajos y sus depresiones entre ~ 155 y ~ 635 m más profundas.

También se producen notables divergencias con las estimaciones de la depresión de la paleo-LEG de Seltzer (1987), Rodbell (1992) y Fox y Bloom (1994), cuyos valores son entre ~ 440 y ~ 635 más bajos que los del HualcaHualca, aunque debe subrayarse que sus cálculos se basan en el límite de las nieves perpétuas y no en el de la paleo-LEG de los glaciares así que claramente sus cálculos constituyen una subestimación. En cambio, con los resultados de Mark *et al.* (2002) si concuerdan, e incluso sus valores resultan de ~ 200 a ~ 400 m más elevados que los del HualcaHualca.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)
RODBELL, 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	E C.ORIENTAL, PERÚ	MODERNA	4555
RODBELL, 1992	THAR (0.4 Y 0.2)	SW C.ORIENTAL, PERÚ	MODERNA	4700
FOX Y BLOOM, 1994	CIRCOS / ELA THAR (0,45)	PERU (5° - 17° S)	MODERNA	4700- 5300

**Fig. 251.** Estimaciones modernas de las LEG's en los glaciares de la Cordillera Oriental de Perú.

Las variaciones de la paleo-LEG estimadas por Mark *et al.* (2002) en las fases Tardiglaciares también fueron de menor entidad que las del HualcaHualca, y ni si quiera se aproximan a los valores de su fase Tardiglaciario 3. Con la reconstrucción del Ausangate presenta una diferencia de ~ 350 m a ~ 435 m, mientras que con la del Quelccaya deriva una divergencia de entre ~ 355 y ~ 400 m. Sin embargo, todos los valores modernos de la LEG planteados en la Cordillera Oriental son entre ~ 515 m y ~ 1.130 m más bajos que los del HualcaHualca.

Se interpreta que las elevadas diferencias entre la reconstrucción de la altitud de la paleo-LEG efectuada por Rodbell (1992) y la del HualcaHualca del MEG también reflejan la tendencia actual de las precipitaciones a reducirse desde el E al W de los Andes Centrales. Por esta razón, aunque las áreas de acumulación de sus glaciares se expandieron durante esa fase, la mayor proximidad de la Cordillera Oriental a la fuente de humedad (Océano Atlántico) permitió que sus masas de hielo recibieran una mayor alimentación. Así que la cuantía de *inputs* fue más reducida en el HualcaHualca porque, al igual que en la

actualidad, las masas de aire húmedas atlánticas debieron desnaturalizarse progresivamente al atravesar el altiplano.

Sin embargo, la concordancia entre los valores de depresión de la paleo-LEG del MEG que indica Mark *et al.* (2002) en el Ausangate y Quelccaya con los del HualcaHualca evidencia que la magnitud del colapso de la LEG habría sido semejante tanto en la vertiente oriental como en la occidental de los Andes Centrales. Desde un punto de vista paleoclimático, este comportamiento tiene importantes repercusiones ya que revela que se produjo un cambio en el régimen térmico-pluviométrico de grandes proporciones que afectó de forma similar a ambas vertientes de los Andes Centrales. No obstante, dada la escasez de datos sería interesante realizar más estimaciones con la aplicación de varios métodos para confirmar esa pauta y así conocer con mayor claridad y profundidad la evolución de sus paleo-LEGs.

La existencia de ganancias en los balances de masa de los glaciares del Ausangate y el Quelccaya después de que se produjera el MEG, apoya la hipótesis de que en esas fases se produjeron una serie de enfriamientos climáticos acompañados por un aumento de las precipitaciones.

Sin embargo, ¿Por qué la magnitud del descenso de la paleo-LEG fue menos acusado que en el HualcaHualca durante esos eventos si la Cordillera Oriental se sitúa más próxima al Océano Atlántico que es la principal fuente de humedad? La respuesta a esta pregunta resulta difícil de determinar. Una posibilidad podría radicar en que las fases Tardiglaciares de ambos sectores no son contemporáneas. También es posible que las perturbaciones procedentes del Atlántico penetrasen por el SE de los Andes Centrales y así su impacto llegó a ser más directo en el HualcaHualca, o que la fuente de humedad durante estos eventos fuese el Océano Pacífico en vez del Atlántico debido a alteraciones del fenómeno de “El Niño”.

También pudieron desempeñar un papel importante las características del gradiente de balance de masa de cada glaciar. El del HualcaHualca, a causa de su bajo gradiente y menor entidad, muestra una mayor sensibilidad a los forzamientos del clima que las masas de hielo que poseen un mayor espesor o un área de acumulación más extensa, como es el caso de los glaciares del Ausangate y Quelccaya.

Además, como las temperaturas tienen mayor peso en el comportamiento de la LEG de las masas de hielo de la Cordillera Oriental que los cambios de humedad, debido a que allí las



precipitaciones son mucho más elevadas que en la Cordillera Occidental (Klein *et al.*, 1999), un incremento de las precipitaciones podría haber tenido menores repercusiones en los glaciares de Quelccaya y Ausangate, y de ahí la débil respuesta que mostraron sus paleo-LEGs en los eventos Tardiglaciares. En cambio, la masa de hielo del HualcaHualca, más sensible a las variaciones de humedad, habría reaccionado con rapidez y por eso la paleo-LEG se situó a menor altitud que la de los glaciares del Quelccaya y Ausangate durante esas fases.

Y en la amplitud de las diferencias que existen en el nivel altitudinal de la LEG moderna pueden influir varios factores:

1. En el HualcaHualca se utilizan 4 métodos diferentes. Uno de ellos es el THAR, pero el ratio que se aplica es más elevado que el introducido en la Cordillera Oriental. Las comparaciones realizadas previamente sugieren que un ratio THAR bajo tiende a sobreestimar la altitud de la LEG.
2. Los *inputs* en los glaciares de la Cordillera Oriental son sensiblemente superiores que en el del HualcaHualca. Esto permite que sus áreas de acumulación sean más extensas, lo cual empuja a sus LEG's hasta cotas más bajas. La causa es que la aridez se incrementa de E a W en los Andes Centrales, precisamente porque la Cordillera Oriental ejerce de barrera orográfica para las masas de aire húmedas del Atlántico. En consecuencia, gran parte de la condensación del vapor de agua que éstas transportan se produce en la cara oriental de ese sistema montañoso, y por eso cuando alcanzan el HualcaHualca presentan una menor concentración de humedad y las precipitaciones que generan resultan inferiores.
3. La actividad volcánica podría haber causado un ascenso de la altitud de la LEG en el glaciar del HualcaHualca, pues se han producido eventos recientes en el volcán contiguo, el Sabancaya, que podrían haber ocasionado pérdidas en su masa debido a deshielos repentinos generados al depositarse sobre él un manto piroclástico. En cambio, la Cordillera Oriental no es volcánica así que este tipo de procesos no influyen en la dinámica de sus glaciares a no ser que tengan lugar erupciones de elevada magnitud en la Cordillera Occidental y que sus partículas se extiendan hasta ese sector.

- *Comparación de las Estimaciones de la LEG en la Cordillera Oriental de Bolivia y las del HualcaHualca.*

La Cordillera Oriental de Bolivia es una prolongación de la de Perú y sus características geográficas se asemejan. En la cara SW de la Cordillera Real, Seltzer (1992) indica que la paleo-LEG en el MEG se situó entre  $\sim 4.680$  y  $\sim 4.780$  msnm y que experimentó un descenso de entre  $\sim 260$  y  $\sim 420$  m al tomar de referencia su altitud moderna. Sin embargo, Kull *et al.* (2008) sugiere una cota de la LEG notablemente más baja ( $\sim 4.250$  msnm) que la de Seltzer (1992) y una depresión más profunda ( $\sim 900$  m) en el valle de Cochabamba. Pero Fox (1993) y Klein *et al.* (1999) señalan, tras realizar una reconstrucción regional, que la paleo-LEG se colapsó entre  $\sim 1.400$  m y  $\sim 800 - 1.000$  m, respectivamente (Fig. 252).

Sin embargo, en las estimaciones de la LEG moderna hay un mayor consenso. Según las propuestas de Seltzer (1992); Fox y Bloom (1994) Klein *et al.* (1999); Mark *et al.* (2005); Kull *et al.* (2008), su altitud se localiza entre los  $\sim 4.980$  y  $\sim 5.200$  msnm.

Las altitudes de la paleo-LEG del MEG estimadas por Seltzer (1992) son  $\sim 325 - 435$  m más bajas que las del HualcaHualca. Pero la diferencia con las que propone Kull *et al.* (2008) resulta todavía mayor: entre  $\sim 755$  y  $\sim 965$  m.

También existen discrepancias significativas entre las reconstrucciones de la depresión que experimentaron sus paleo-LEG. La del HualcaHualca fue  $\sim 300 - 345$  m más aguda que la de Seltzer (1992), entre  $\sim 135 - 340$  menos pronunciada que la de Kull *et al.* (2008), y  $\sim 235 - 240$  menos profunda que la de Klein *et al.* (1999). Pero la mayor incoherencia se produce con los valores que sugiere Fox (1993), pues son entre  $\sim 635$  y  $\sim 840$  m más bajos.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	$\Delta$ LEG (m)	VARIACION T° (°C)
SELTZER, 1992	THAR (0.37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	LGM	4660	320	$(-3.5 \pm 1.6)$
SELTZER, 1992	THAR (0.37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	LGM	4680	420	$(-3.5 \pm 1.6)$
SELTZER, 1992	THAR (0.37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	LGM	4680	320	$(-3.5 \pm 1.6)$
SELTZER, 1992	THAR (0.37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	LGM	4780	260	$(-3.5 \pm 1.6)$
FOX, 1993	SNOWLINE	BOLIVIA ( $18^\circ - 22^\circ$ )	LGM		1400	$(-9.2 \pm 1.7)$
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0.45)	CORDILLERA ORIENTAL PERÚ Y BOLIVIA	LGM	3.200-3.600	1100-1200	$(-5) \text{ Y } (-9)$
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0.45)	CORDILLERA OCCIDENTAL BOLIVIA	LGM		800-1000	-
KULL ET AL., 2008	AAR (0.67)	COCHABAMBA (CORDILLERA ORIENTAL, BOLIVIA)	LGM	4250	900	6.4

**Fig. 252.** Valores de la paleo-LEG, su depresión y variación de la temperatura durante el MEG en las masas de hielo de la Cordillera Oriental de Bolivia. Aquí también se manifiestan divergencias significativas entre las reconstrucciones cuyo origen puede estar asociado a diferentes factores: efectos geográficos locales, uso de ratios bajos en el método THAR, considerar el límite de las nieves perpetuas como si fuese equivalente a la LEG etc. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

Mientras que el intervalo altitudinal de la LEG moderna que señalan Seltzer (1992); Fox y Bloom (1994) Klein *et al.* (1999); Mark *et al.* (2005); Kull *et al.* (2008) resulta entre ~ 615 y ~ 705 m más bajo que el del HualcaHualca (Fig. 253).

La razón de todas estas diferencias se asocia fundamentalmente con el clima. Como ya se indicó en la comparación anterior, la Cordillera Oriental es en la actualidad más húmeda que el HualcaHualca. Con una mayor nivación y un ambiente frío a causa de la altitud, los glaciares de la Cordillera Oriental poseen un mayor pendiente, lo que permite a sus LEGs situarse en cotas más bajas. Este comportamiento vuelve a reflejar que las precipitaciones regulan tanto el balance de masa de los glaciares centroandinos como la evolución de sus LEGs.

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)
SELTZER, 1992	THAR (0,37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	MODERNA	4980
SELTZER, 1992	THAR (0,37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	MODERNA	5100
SELTZER, 1992	THAR (0,37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	MODERNA	5000
SELTZER, 1992	THAR (0,37)	SW CORDILLERA REAL, BOLIVIA	MODERNA	5040
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0,45)	CORDILLERA ORIENTAL PERU Y BOLIVIA	MODERNA	4500-4900
RAMAGE ET AL., 2005	-	BASADA EN WRIGHT (1983) C. ORIENTAL	MODERNA	4800
MARK ET AL., 2005	1991 - 1995	CORDILLERA ORIENTAL BOLIVIA	MODERNA	4980-5200
KULL ET AL., 2008	DEDUCIDA NIEVE	COCHABAMBA (C. ORIENTAL, BOLIVIA)	MODERNA	5050

**Fig. 253.** Valores modernos de la LEG en los glaciares de la Cordillera Oriental de Bolivia. En algunas reconstrucciones se utiliza el límite actual de las nieves perpetuas, pero este procedimiento es incorrecto porque su altitud no equivale a la de la LEG.

Pero al comparar las reconstrucciones del comportamiento de la paleo-LEG en el MEG de Klein *et al.* (1999), Kull *et al.* (2008) y Fox (1993) con la del HualcaHualca se pone de manifiesto que en ese periodo las diferencias en la extensión de sus áreas de acumulación fueron aún más acentuadas. Aunque en los dos sectores, los glaciares registraron un superávit en los *inputs*, la paleo-LEG descendió aún más en los glaciares de la Cordillera Oriental de Bolivia, probablemente porque en esta región se registraron precipitaciones más abundantes que en el HualcaHualca.

No obstante, hay que tener en cuenta que en los cálculos realizados en las masas de hielo de la Cordillera Oriental Boliviana probablemente existen sobreestimaciones. En este sentido, Fox (1993) y Kull *et al.* (2008) utilizan la altitud mínima de las nieves perpetuas como si fuese equivalente a la LEG glaciario moderna para estimar su depresión durante el MEG. Y excepto Kull *et al.* (2008) que usa el método AAR (0,67), los demás aplican el THAR con ratios bajos (0,37 y 0,45) cuyos resultados normalmente son inferiores que los

que derivan de los otros métodos. Por esta razón, sería interesante que en las futuras reconstrucciones se aplicasen otras técnicas, como el AAR o el AABR, así como ratios más elevados en el THAR para constatar si se producen resultados semejantes.

Otro factor que puede generar errores en los cálculos de la LEG de esta región es la erosión. Como las precipitaciones son elevadas en la Cordillera Oriental, las morrenas correspondientes al MEG podrían haber sido desmanteladas o estar deterioradas, lo cual contribuiría a aumentar la incertidumbre ya que no se estarían comparando las mismas fases glaciares.

Por último, debe destacarse que los valores de la LEG moderna de Seltzer (1992); Fox y Bloom (1994); Klein *et al.* (1999); Mark *et al.* (2005) y Kull *et al.* (2008) también podrían estar sobreestimados pues se repiten los mismos problemas que se indican en el análisis de las paleo-LEGs del MEG.

- *Estimaciones de la LEG en los Andes centrales áridos del Norte de Chile y Argentina.*

El sector de los Andes Centrales del N de Chile y Argentina se caracteriza por presentar un clima más árido que el HualcaHualca. Las precipitaciones son < 200 mm, y no existen glaciares entre los 19° S y 27° S, incluso en estratovolcanes que superan los 6.000 msnm.

En este contexto, Klein *et al.* (1999) sitúa la paleo-LEG del MEG a ~ 4.000 – 4.500 msnm, e indica que su depresión fue de ~ 800 a ~ 1.200 m pues estima que la LEG moderna se localiza entre los ~ 5.100 y ~ 5.700 msnm (Fig. 254).

FUENTE	MÉTODO	LOCALIZACIÓN	FASE GLACIAR	LEG (msnm)	Δ LEG (m)
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0,45)	ANDES CENTRALES (N CHILE Y ARGENTINA)	LGM	4000-4600	800-1200
KLEIN ET AL., 1999	THAR (0,45)	ANDES CENTRALES (N CHILE Y ARGENTINA)	MODERNA	5100 - 5700	-

**Fig. 254.** Intervalo altitudinal de la paleo-LEG en el MEG, su depresión y LEG moderna en los glaciares de la Cordillera Oriental de Chile y Argentina. El acrónimo LGM significa Last Glacial Maximum (Última Máxima Extensión Glaciar).

Tanto los valores de la LEG actual como los de la depresión si se asemejan a los del HualcaHualca pero la diferencia entre sus paleo-LEGs del MEG es de ~ 750 – 1000 m, lo que resulta significativo porque aunque actualmente se registran menos precipitaciones en los Andes del N de Chile y Argentina, en ambas áreas predomina la aridez durante gran parte del año.

Se interpreta que en esa diferencia pueden estar implicados varios factores. Por un lado, Klein *et al.* (1999) utiliza un ratio THAR bajo (0,45), que con frecuencia sobreestima la altitud de la LEG. Por otro, la diferencia de escala de las reconstrucciones pues la del HualcaHualca es local mientras que la suya incluye a un área más extensa. Este tipo de estudios reducen significativamente el nivel de detalle de los cálculos, al combinar áreas de diferentes características geomorfológicas o climáticas, y camuflar efectos locales, como la orientación, que pueden producir anomalías en la acumulación y en la ablación de los glaciares.

Sin embargo, como sus LEG's modernas si concuerdan, es posible que el cambio ambiental del MEG, ligado principalmente a un incremento drástico de la humedad, fuese más agudo en los Andes del N de Chile y Argentina. Esto implicaría que los vientos húmedos procedentes del Atlántico penetraron durante aquél periodo con una trayectoria S-SE probablemente debido a una elongación del ZCIT, que se situó en una posición más meridional que la actual, registrándose así precipitaciones más elevadas en ese territorio que en el HualcaHualca.

Otro escenario paleoclimático plausible sería que la humedad procediese del Pacífico, pero se considera improbable porque en las reconstrucciones de la Cordillera Blanca, Junin y la Cordillera Oriental se obtienen paleo-LEGs más bajas y depresiones más profundas que en los Andes del N de Chile y Argentina y el HualcaHualca.

- *Hipótesis sobre el comportamiento de la LEG en los Andes Centrales y planteamiento de escenarios climáticos pasados y futuros.*

La comparación entre las estimaciones de la LEG moderna del glaciar del HualcaHualca con las efectuadas en otros sectores de los Andes Centrales sugiere que la humedad es el factor de forzamiento principal que regula su altitud. Sus resultados indican que la LEG se sitúa a menor altitud en los ámbitos donde las precipitaciones son elevadas, y que se localiza en cotas altas cuando en el clima predomina la aridez. Según este criterio, en la Cordillera Centroandina pueden diferenciarse 2 regiones homogéneas y contrastadas:

1. Andes Centrales húmedos, formados por la Cordillera Blanca, el sector del lago de Junin y la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia.
2. Andes Centrales áridos, constituidos por la Cordillera Occidental, en la que se enmarca el HualcaHualca, y el N de Chile y Argentina.



El papel de la temperatura también es relevante, aunque su influencia en el balance de masa está subordinada a la existencia de humedad. La altitud media de la isoterma de 0° C se localiza a ~ 3.500 m en los Andes Centrales, y por eso durante la estación húmeda se producen precipitaciones en forma de nieve en las cabeceras de los glaciares.

Pero si la concentración de humedad es más reducida, como en los Andes áridos, la nivación disminuye en las cabeceras de los glaciares a pesar de que las condiciones térmicas son frías. Por este motivo, sus áreas de acumulación presentan una menor extensión, y explica por qué la LEG de los glaciares de la Cordillera Occidental se sitúa a mayor altitud.

Las reconstrucciones de la paleo-LEG del MEG ponen de manifiesto que la división de la Cordillera Centroandina en húmeda y seca también estuvo vigente en ese periodo. Sin embargo, aunque su posición experimentó un declive significativo en toda la cordillera, su mayor descenso volvió a producirse dentro del marco de los Andes Centrales húmedos.

Pero a pesar de esas diferencias, el descenso generalizado de la paleo-LEG en el MEG indica que tuvo lugar un cambio ambiental severo que afectó al conjunto de la Cordillera centroandina. Se interpreta que éste consistió fundamentalmente en un incremento sustancial de la humedad atmosférica, pues si solo se hubiese producido un enfriamiento, la depresión de la paleo-LEG en los Andes Centrales áridos debería haber sido notablemente inferior que la que muestran las estimaciones.

Además, las reconstrucciones de la depresión de la paleo-LEG del MEG reflejan que su gradiente en los Andes Centrales durante ese periodo fue similar al actual, pues los valores resultantes también se elevan de N a S y de E a W. Esta tendencia sugiere que el flujo de humedad procedía del Océano Atlántico, y que el monzón de Suramérica incrementó su intensidad.

En el futuro, se interpreta que la evolución de la LEG en las masas de hielo de los Andes Centrales dependerá, al igual que en el presente y el MEG, de la tendencia que muestre la humedad. Si su concentración aumentase de forma significativa, el balance de masa de los glaciares sería positivo y la LEG descendería a menor altitud. Además, lo más probable es que su declive fuese mayor en los Andes Centrales húmedos que en los secos porque se encuentran más próximos al Océano Atlántico. En cambio, si se registrara una reducción en la cuantía de las precipitaciones, se producirían retrocesos en sus áreas de acumulación

que darían lugar a un ascenso de la LEG cuya magnitud sería más acentuada en los Andes secos.

No obstante, los errores observados en el análisis de las reconstrucciones efectuadas en los Andes Centrales húmedos y secos, sugieren que deben desarrollarse nuevas estimaciones de la LEG en ambas Cordilleras para verificar si la hipótesis que se plantea sobre el control que ejerce la humedad en la altitud de la LEG de los glaciares centroandinos resulta correcta.

#### **4.4. Cronologías absolutas de las fases glaciares y del proceso de deglaciación en el HualcaHualca.**

Tras analizar la evolución espacial de las masas de hielo (Apartado 4.2) y reconstruir la altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) (Apartado 4.3) en los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca del HualcaHualca, en este apartado se plantea una cronología precisa tanto de las fases glaciares como del proceso de deglaciación en esos 4 valles y el altiplano de Patapampa (E del Complejo Ampato).

Para ello, se llevó a cabo la datación absoluta de morrenas y umbrales de abrasión glaciar pulidos y con estrías. El método elegido se basa en cuantificar los núcleos cosmogénicos acumulados en sus superficies, y así poder estimar el tiempo de exposición a la radiación cósmica de esas formas del relieve.

La radiación cósmica que incide en la Tierra está formada por partículas de elevada energía (protones, partículas  $\alpha$  y electrones), que proceden de la Vía Láctea. Cuando estos núcleos interactúan con los átomos de los gases de la atmósfera, se producen reacciones nucleares de las cuales derivan flujos de neutrones secundarios rápidos, neutrones térmicos y muones (radiación cósmica secundaria), con la capacidad de penetrar en las rocas expuestas de la superficie terrestre (Zreda y Phillips, 2000; Goose y Phillips, 2001; Phillips *et al.*, 2001).

Determinados minerales de las formaciones litológicas superficiales, como el  $^{39}\text{K}$  y  $^{40}\text{Ca}$ , se transforman en núcleos cosmogénicos o cosmonucleidos tras el impacto de la radiación cósmica secundaria. Los principales mecanismos implicados en su génesis son los siguientes (Goose y Phillips, 2001):

- La *espalación* es un proceso de división nuclear en el que interactúan partículas de elevada energía (básicamente neutrones) con los minerales “blanco” u “objetivo”. La formación de isótopos cosmogénicos por espalogénesis consta de 2 fases:

a) La división o rotura de los núcleos “blanco” u “objetivo” (por ejemplo,  $^{39}\text{K}$  y  $^{40}\text{Ca}$ ), como consecuencia del bombardeo inicial de las partículas.

b) La fragmentación de núcleos individuales o grupos de ellos inducido por la energía desprendida en todo el núcleo hasta que ésta desciende por debajo del umbral energético capaz de romper el enlace de cada elemento químico.

- La *absorción* por parte de los núcleos “blanco” u “objetivo” de neutrones térmicos y muones negativos que se originan de la siguiente forma:

a) Los neutrones térmicos se forman cuando los neutrones rápidos atraviesan la atmósfera o las rocas y pierden energía.

b) Los muones negativos, que son partículas negativas pero con una masa 207 veces superior a la del electrón, se producen si  $\pi^{\pm}$  y  $K^{\pm}$  se desintegran al no interactuar rápidamente con núcleos atmosféricos.

El resultado de los procesos anteriores, es la producción *in situ* de cosmonucleidos. De ellos, los que se utilizan con más frecuencia para resolver cuestiones geomorfológicas se enumeran a continuación:

- El  $^{36}\text{Cl}$ , que se genera por espalación de los minerales  $^{39}\text{K}$  y  $^{40}\text{Ca}$ , la captación de neutrones térmicos del  $^{35}\text{Cl}$  y la absorción de muones negativos por el  $^{40}\text{Ca}$ .
- El  $^{10}\text{Be}$ , que se crea mediante la espalación del  $^{16}\text{O}$  o la absorción de muones negativos por el propio  $^{16}\text{O}$ .
- El  $^{10}\text{Al}$ , que se forma a partir de la espalación del  $^{28}\text{Si}$  y la absorción de muones negativos por parte del  $^{28}\text{Si}$ .
- El  $^3\text{He}$ , que se origina fundamentalmente por espalación de  $^{40}\text{Ca}$ ,  $^7\text{Li}$ ,  $^{58}\text{Ni}$ ,  $^{64}\text{Zn}$  y  $^{40}\text{K}$ .

En un ambiente físico y químico estable, la tasa de producción de estos núcleos cosmogénicos está controlada por parámetros extraplanetarios, planetarios y locales. Los más relevantes son:

1. *La intensidad de la radiación cósmica.* El flujo de rayos cósmicos que recibe la Tierra puede fluctuar debido a cambios en el área fuente (supernovas, agujeros negros etc.), o por variaciones cíclicas en la fuerza del viento solar. Además, los experimentos efectuados en diferentes puntos de la Tierra reflejan que en su intensidad influyen tanto la potencia del campo geomagnético como la acción, a modo de escudo, de la atmósfera. Así, las mayores concentraciones de radiación cósmica se registran en latitudes y altitudes elevadas mientras que las densidades más bajas tienen lugar al nivel del mar y en el Ecuador.
2. *La concentración inicial de isótopos en la superficie rocosa.* Un mayor número de isótopos “blanco” u “objetivo” en la roca (p. ej.  $^{35}\text{Cl}$  en el caso del  $^{36}\text{Cl}$ ) eleva el proceso de formación de núcleos cosmogénicos. Pero si su proporción es baja, el ritmo de producción resulta menor.
3. *La erosión*, al sustraer en mayor o menor medida masa de roca superficial, reduce la edad cosmogénica de las unidades geomorfológicas expuestas. Para evitar al máximo sus efectos deben seleccionarse relieves cuyas superficies tengan evidencias erosivas mínimas y no recoger muestras en sus bordes.
4. El efecto *shielding* (sombreado) del relieve que enmarca a la unidad geomorfológica que se desea muestrear y la existencia sobre ella de cubiertas de diferente naturaleza tales como nieve, piroclastos volcánicos, polvo, arena etc., afecta a la intensidad de la radiación cósmica que alcanza su superficie, y causa subestimaciones en la edad cosmogénica.

La datación de superficies rocosas mediante la estimación de núcleos cosmogénicos es de reciente aplicación, y se ha utilizado para determinar la cronología de formas volcánicas (constructivas y destructivas), formas glaciares y periglaciares, formas de modelado fluvial (terrazas fluviales, inundaciones), movimientos en masa (deslizamientos, desprendimientos), cráteres de impacto producidos por meteoritos, escarpes tectónicos, paleosismología etc.

#### 4.4.1. Metodología.

El cosmonucléido que se utilizó para datar las formaciones morrénicas y las superficies de abrasión glaciaria fue el  $^{36}\text{Cl}$  (Zreda y Phillips, 2000; Gosse y Phillips, 2001). Las razones de su selección son las siguientes: 1) Permite datar todo tipo de litologías, incluidas las rocas volcánicas básicas. 2) Es difícil que el  $^{36}\text{Cl}$ , formado *in situ*, pueda contaminarse con el  $^{36}\text{Cl}$  producido en la atmósfera. 3) Su tratamiento y cuantificación en el espectrómetro de masas mediante un acelerador de partículas (AMS) resulta más fácil. 4) Ofrece un rango de edades de hasta 400 ka, lo que *a priori* es adecuado para las formas glaciares del HualcaHualca. 5) El grupo de investigación en el que se integra este trabajo, ha aplicado el cosmonucléido  $^{36}\text{Cl}$  en áreas glaciadas próximas al Complejo Ampato, tales como en el nevado Coropuna o en la zona de Chachas, por lo que su uso facilita la comparación de los resultados. El procedimiento que se aplicó para conocer la concentración de  $^{36}\text{Cl}$  se divide en las siguientes fases:

##### A) Selección de las áreas de muestreo.

En primer lugar, se examinó la cartografía geomorfológica para seleccionar las formas morrénicas más significativas y umbrales rocosos que potencialmente pueden poseer estrías de los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca. Después, se analizó la cresta de cada morrena elegida mediante la fotografía aérea y *Googleearth* para evaluar su estado de conservación y detectar los bloques estables de mayor tamaño ( $> 1$  m), ya que éstos son los que probablemente han estado más tiempo expuestos a la radiación cósmica (Fig. 255). Sin embargo, las superficies de abrasión glaciaria se verificaron en el campo, pues resultó más difícil identificarlas en los fotogramas o en *Googleearth*. Asimismo, se descartaron *in situ*, aquéllos bloques preseleccionados en el trabajo de gabinete cuya superficie estaba meteorizada o excesivamente erosionada y se sustituyeron por otros que tenían una mínima erosión y que se ajustaban más a los requisitos que se han mencionado anteriormente.





**Fig. 255.** Aspecto de uno de los bloques morrénicos muestreados, situado en la cresta de una morrena del valle de Huayuray. Tiene una longitud máxima de 4 m, una altura de 2 m y se encuentra anclado al sustrato, lo que significa que no se ha volteado desde que fue depositado por el glaciar. Además, sus elevadas dimensiones son favorables para que sobre su superficie incida la radiación cósmica sin interrupción a partir de ese instante (Noviembre, 2006).

#### B) Extracción de las muestras.

En cada bloque morrénico y umbral glaciar estriado seleccionado, se tomó 1 muestra de 500 gramos de roca del área más elevada de su superficie con un martillo y un cincel (Fig. 256). Además, en cada punto de muestreo se obtuvieron los siguientes datos: coordenadas geográficas, altitud, inclinación y orientación de la superficie, posible espesor de la roca que se ha erosionado, efecto *shielding* de los relieves circundantes así como de las cubiertas piroclástica, nival y edáfica y una interpretación del contexto geomorfológico.



**Fig. 256.** Toma de la muestra Patapampa 4 en una superficie pulida y estriada del altiplano de Patapampa. Su datación resulta de gran interés porque permite conocer cuando empezó el glaciar a retroceder (Noviembre, 2006).

### C) Tratamiento de las muestras.

Las muestras se procesaron de acuerdo con los procedimientos descritos por Zreda *et al.* (1999), Zreda y Phillips (2000) y Phillips (2003). El tratamiento físico se realizó en el laboratorio de la Universidad Complutense de Madrid. El proceso fue el siguiente:

- 1) Se eliminó la materia orgánica (restos vegetales, edáficos etc) de cada muestra mediante un cepillo (Fig. 257) y se sumergieron durante 24 horas en agua ionizada para remover el Cl meteórico existente en los microporos y granos.
- 2) Se trituro y tamizó la roca y se seleccionaron 200 gramos de cada muestra para realizar el análisis físico-químico.
- 3) El análisis físico-químico para determinar la concentración de cada elemento químico, especialmente de  $^{36}\text{Cl}$ , tuvo lugar en los laboratorios de *Prime* (Universidad de Purdue, EE.UU) y *Actlab* (Ancaster, Canadá). Este procedimiento consta de las siguientes fases:



- 3.1. Disolución de la muestra en una mezcla caliente de ácidos nítricos y fluorhídricos, y precipitado del Cl como Cloruro de Plata (AgCl).
- 3.2. Cálculo de las proporciones de  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  y  $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$  que existen en el AgCl y cuantificación de la cantidad de Cl mediante el espectrómetro de masas por aceleración de partículas (AMS).
- 3.3. Una porción de cada muestra fue pulverizada y analizada en Actlab de la siguiente forma: En primer lugar, se cuantificó la concentración de los elementos principales (U, Th, Sm y Gd) mediante Fusión de Plasma por Acoplamiento Inductivo (ICP-MS). Después, se determinaron los elementos traza a partir del espectrómetro de masas y por último se midió la cantidad de B por activación de neutrones con análisis gamma (PGNAA).



**Fig. 257.** Detalle de la muestra Patapampa 4, tomada en el altiplano de Patapampa, antes de iniciar el análisis físico-químico en el laboratorio.

#### D) Determinación de la edad de exposición de cada superficie.

Las edades de exposición de cada superficie muestreada se calcularon con el *software* informático CHLOE (Phillips y Plummer, 1996, versión 3 - 2003). Además, se aplicó la ecuación de la tasa de producción de  $^{36}\text{Cl}$  por neutrones térmicos y epitérmicos propuesta por Phillips et al. (2001) y la tasa de  $^{36}\text{Cl}$  generada por muones de Stone et al. (1998). Asimismo, se introdujo el factor de escala de latitud y altimetría desarrollado por Lal (1991), y los modelos estadísticos que establecieron Stone *et al.* (1998), Goose y Phillips (2001) y Masarik *et al.* (2001) para corregir los efectos de *shielding* (relieves adyacentes, nieve, vegetación), quemas y las variaciones del campo magnético. Y se asumió una tasa de erosión de la superficie rocosa de entre 0 y 5 mm/ky.

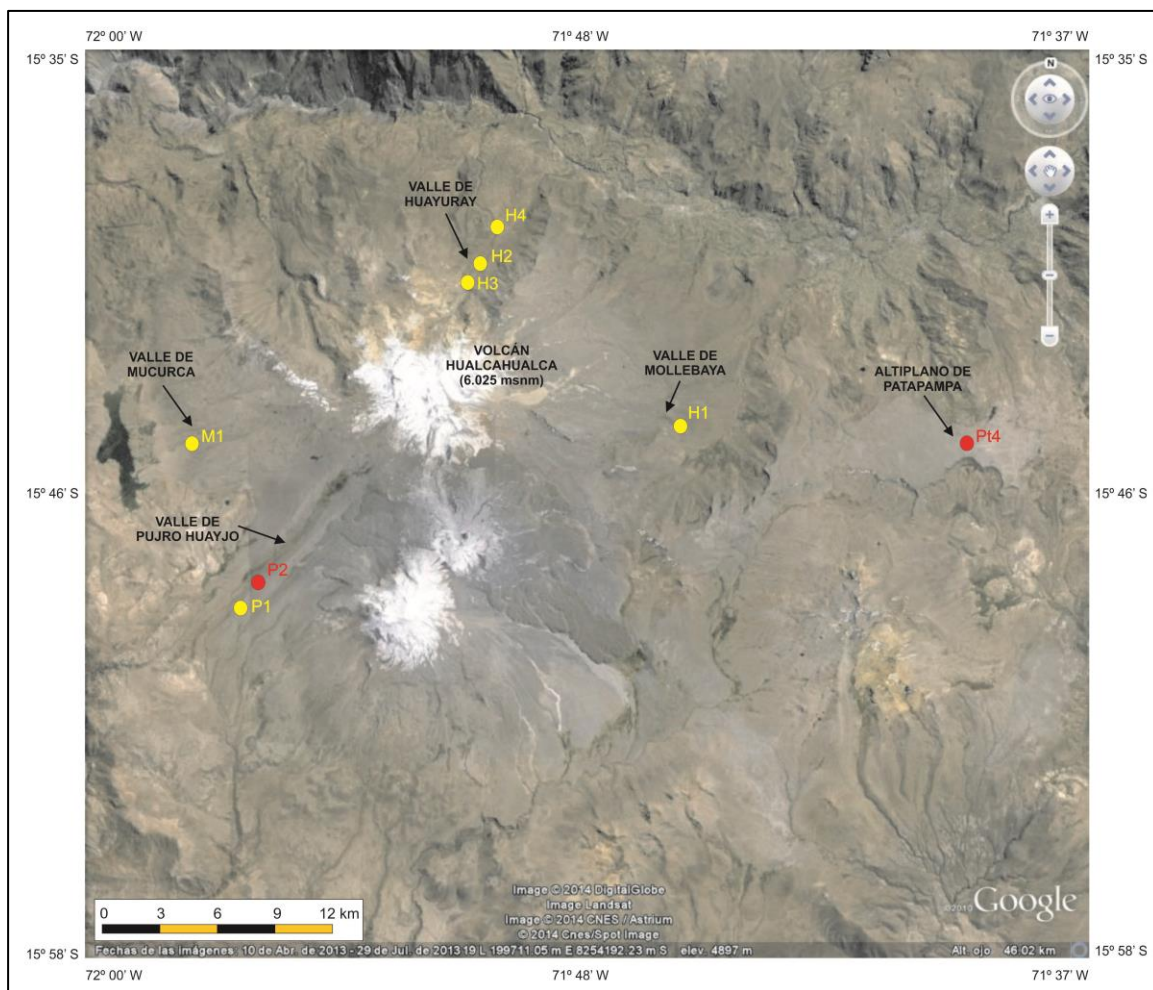
#### E) Contextualización de los resultados.

Las edades resultantes del proceso anterior se ligaron con formaciones morrénicas y umbrales rocosos cuyas características geomorfológicas se asemejaban a las muestreadas. De esta forma, se obtuvo una interpretación general de la evolución de los glaciares del área de estudio. Asimismo, se tomó una muestra de pulido glaciar en el altiplano de Patapampa, situado al E del Complejo Ampato, para conocer si el retroceso del casquete de hielo que se formó en su superficie se produjo al mismo tiempo que en el HualcaHualca.

#### 4.4.2. Resultados.

En primer lugar, se presentan las características geomorfológicas de los valles del HualcaHualca (Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca) y del altiplano de Patapampa. Esta descripción es esencial para contextualizar las edades cosmogénicas que se han obtenido de los bloques morrénicos y umbrales de abrasión glaciar pulidos con estrías, pues permite corroborar su validez y constituye la base para llevar a cabo la interpretación que se establecerá en la discusión (Fig. 258).

Después, se muestran las fechas cosmogénicas resultantes, su localización y los aspectos más relevantes sobre la evolución de los glaciares del HualcaHualca y Patapampa que se deducen de ellas. Asimismo, se adjuntan tablas con los datos extraídos en el campo y en los laboratorios *PRIME* y *ACTLABS* (Fig. 259; 260).



**Fig. 258.** Localización de las muestras extraídas en el HualcaHualca y el altiplano de Patapampa. Los puntos con tono amarillo indican la posición de los bloques morrénicos mientras que los puntos rojos señalan la ubicación de las superficies de abrasión glaciaria con pulido y estrías.

Muestra	Tipo de muestra	Edad (erosión 0) (ka)	Latitud (° S)	Longitud (°E)	Altitud (msnm)
Hualca 1 (H1)	Bloque morrénico	$12,8 \pm 0,34$	15,75	71,75	4.445
Hualca 2 (H2)	Bloque morrénico	$17,6 \pm 0,4$	15,7	71,8	4.410
Hualca 3 (H3)	Bloque morrénico	$11,4 \pm 0,2$	15,7	71,8	4.510
Hualca 4 (H4)	Bloque morrénico	$16,5 \pm 0,37$	15,7	71,8	4.145
Pujro Huayjo 1 (P1)	Bloque morrénico	$9,7 \pm 0,21$	15,8	71,95	4.520
Pujro Huayjo 2 (P2)	Umbral pulido con estrías	$11,5 \pm 0,4$	15,8	71,95	4.450
Mucurca 1 (M1)	Bloque morrénico	$8,5 \pm 0,2$	15,75	71,98	4.460
Patapampa 4 (Pt4)	Umbral pulido con estrías	$12,6 \pm 0,4$	15,75	71,75	4.886

**Fig. 259.** Tipo de muestras, edades de exposición basadas en el análisis del isótopo  $^{36}\text{Cl}$ , y datos de localización.



Muestra	Hualca 1	Hualca 2	Hualca 3	Hualca 4	Pujro Huayjo 1	Pujro Huayjo 2	Mucurca 1	Patapampa 4
Latitud (°S)	15,75	15,7	15,7	15,7	15,8	15,8	15,75	15,75
Longitud (°E)	71,75	71,8	71,8	71,8	71,95	71,95	71,98	71,75
Altitud (msnm)	4.445	4.410	4.510	4.145	4.520	4.450	4.460	4.885
Espesor (cm)	1,5	0,8	1,5	2,0	3,0	3,0	3,0	1,0
Sombreado (Shielding)	0,97	0,99	0,99	0,97	0,99	0,99	0,99	1,0
Atenuación neutrones rápidos (g/cm <sup>-2</sup> )	148,17	161,36	170,78	151,63	170	170	170	169,37
Na <sub>2</sub> O (wt. %)	3,76	3,72	3,92	4,37	4,22	3,49	4,26	3,87
MgO (wt. %)	2,45	2,46	1,79	1,45	2,11	5,76	2,07	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt. %)	15,52	15,33	15,38	16,16	15,67	16,49	15,55	17,03
SiO <sub>2</sub> (wt. %)	61,5	62,32	62,62	63,9	62,45	53,49	62,68	62,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt. %)	0,39	0,56	0,39	0,4	0,1	0,07	0,04	0,24
K <sub>2</sub> O (wt. %)	3,19	2,8	3,67	3,99	3,24	1,59	3,20	3,49
CaO (wt. %)	4,66	4,57	3,85	3,39	4,20	6,37	4,10	4,42
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt. %)	0,96	0,99	0,82	0,72	0,86	1,17	0,91	0,80
MnO <sub>2</sub> (wt. %)	0,075	0,079	0,06	0,05	0,065	0,11	0,07	0,062

Muestra	Hualca 1	Hualca 2	Hualca 3	Hualca 4	Pujro Huayjo 1	Pujro Huayjo 2	Mucurca 1	Patapampa 4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt %)	5,86	6,31	5,12	4,38	5,44	9,88	5,70	4,37
Cl (ppm)	512,64	82,54	227,1	130,5	60,25	101,56	28,82	43,87
B (ppm)	11,9	9,8	21	19,8	13,0	4,30	17,10	22,1
Gd (ppm)	4,5	3,8	3,9	3,4	3,80	3,60	3,90	4,6
U (ppm)	1,5	1,5	2,4	2,9	2,20	0,70	2,10	3,2
Th (ppm)	8,8	8	13,1	16,5	10,60	3,0	10,40	16,8
Masa de la Muestra (g)	30,15	30,19	30,18	30,1	30,1	30,57	30,23	30,16
Masa de <sup>35</sup> Cl solución de spike (g)	1,014	1,012	1,015	0,99	1,046	1,040	1,023	1,003
Concentrac. Spike en la solución (g g <sup>-1</sup> )	44,1	12	22,1	14,2	1,0	1,0	1,0	7,1
Análisis Ratio <sup>36</sup> Cl/Cl ( <sup>36</sup> Cl/10 <sup>15</sup> Cl)	301,2 ± 7,5	726,7 ± 16,1	357,60 ± 6,3	543,60 ± 11,6	799 ± 5,5	570 ± 31,5	1.214 ± 17,3	906 ± 27,7
Análisis Ratio de isótopos estables ( <sup>35</sup> Cl/ <sup>35</sup> Cl + <sup>37</sup> Cl)	3,39 ± 0,0113	4,7830± 0,0258	3,7290± 0,0164	4,1530± 0,0231	5,476± 0,01	4,493± 0,01	7,878± 0,01	6,21± 0,0391

**Fig. 260.** Datos de campo y laboratorio de las muestras de <sup>36</sup>Cl del HualcaHualca y Patapampa.

#### 4.4.2.1. Valle de Huayuray.

Huayuray, localizado en el flanco norte del HualcaHualca, es un valle complejo formado por la confluencia de dos artesas glaciares. El interior de su cabecera presenta una alternancia de escalones rocosos con cubetas rellenas de detritos y arcos morrénicos de retroceso, que enlazan, a ambos lados, con vertientes cubiertas por taludes de derrubios, conos de deyección y glaciares rocosos dispersos asociados a la meteorización de las paredes.

En el margen derecho del valle, entre los 3.650 msnm y 4.900 msnm, existe un complejo morrénico constituido por 4 cordones cuya génesis, dada su morfología y dimensiones, se debe al empuje, en fases sucesivas, del frente de la lengua de hielo. El más externo de ellos se sitúa entre 3.650 msnm y 4.400 msnm, posee una longitud de 7.000 m y una anchura máxima de 420 m. Además, se caracteriza porque por debajo de 4.000 msnm tiende a estrecharse hasta que solo se distingue una fina cresta que está puntualmente desmantelada por la formación de *debris flows*.

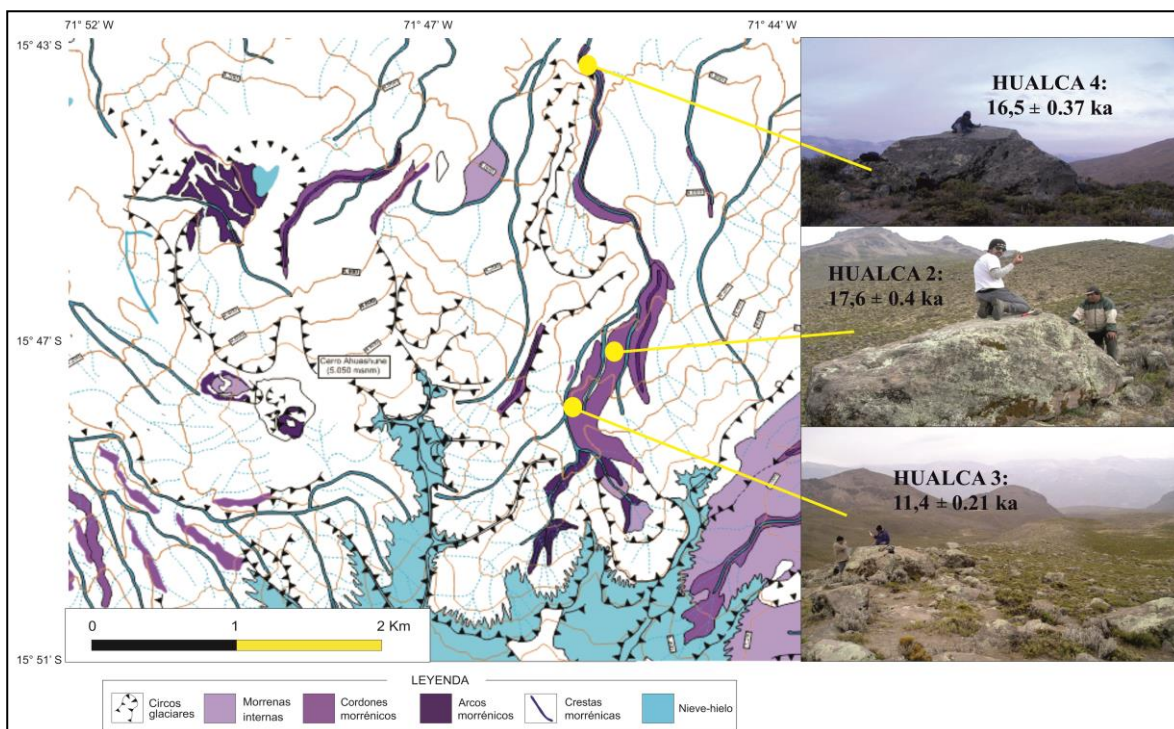
A continuación, se diferencian dos morrenas laterales intermedias localizadas entre 4.250 msnm y 4.900 msnm. Al inicio ambas aparecen unidas pero a partir de los 4.500 msnm se separan en dos cordones claramente independientes. Su altura máxima es de 120 m, y presentan una morfología arqueada que desvía el trazado del torrente situado en el fondo del valle. Además, carecen de huellas de erosión y tienen unas crestas bien definidas donde abundan los bloques de tamaño superior a 1 m de altura.

En el margen izquierdo de Huayuray solo se conservan dos morrenas laterales. El cordón más externo se localiza entre 3.650 msnm y 4.000 msnm, tiene una longitud de 1.700 m y su anchura máxima alcanza los 200 m. El segundo cordón se emplaza a 4.450 msnm y 4.800 msnm. Mide 1.650 m de longitud, 60 m de anchura y está fragmentado, diferenciándose 3 depósitos alargados.

A partir de las características geomorfológicas que se han indicado anteriormente, se decidió muestrear en las crestas de las morrenas de mayor entidad del margen derecho de Huayuray para obtener edades cosmogénicas, porque constituyen la secuencia de depósitos

glaciares más completa del valle y en ellas existe un elevado número de bloques estables. Así que se extrajo una muestra (Hualca 4) en un bloque del cordón más externo, y una muestra en un bloque de cada morrena intermedia (Hualca 2 y Hualca 3) (Fig. 261).

Las 3 fechas de exposición a la radiación cósmica obtenidas en Huayuray son consistentes con la morfo-estratigrafía. La muestra Hualca 4 tiene una edad  $^{36}\text{Cl}$  de  $16.5 \pm 0.37$  ka, mientras que Hualca 2 ( $17.6 \pm 0.4$  ka) es 1 ka más antigua. Estas cronologías indican que los dos cordones fueron construidos en un reducido periodo de tiempo, aunque también es posible que la edad cosmogénica de Hualca 4 esté subestimada debido a los efectos de la erosión en la superficie del bloque.



**Fig. 261.** A la derecha, detalle de los bloques morrénicos del valle de Huayuray en los que se tomaron muestras para determinar el tiempo que han estado expuestos a la radiación cósmica, y así poder reconstruir con precisión la evolución del paleoglaciario (Noviembre, 2005 y 2006). Y a la izquierda, se presenta su localización en el mapa geomorfológico.

Hualca 3 ( $11.4 \pm 0.21$ ) resulta  $\sim 6$  ka más joven que Hualca 2 y se relaciona con un *reavance* de gran entidad o una fase de estabilización del paleoglaciario. Sin embargo, no debe descartarse que el bloque donde se tomó esta muestra haya sido exhumado por procesos erosivos post-deposicionales, ya que ambas morrenas se encuentran unidas valle arriba y forman un único cordón por lo que su edad tendría que ser similar.

Las edades cosmogénicas obtenidas revelan que la última gran expansión del glaciar de Huayuray tuvo lugar como mínimo hace 16 - 18 ka. Posteriormente, el flujo de hielo se contrajo aunque esta tendencia no fue constante pues al menos se produjeron dos *reavances* o fases de estabilización, el último/a hace 12 ka. Pero a partir de esta fecha, el glaciar sufrió un drástico retroceso hasta la cabecera, un proceso que solo fue interrumpido puntualmente durante dos periodos en los que la lengua formó morrenas de reducida entidad.

#### 4.4.2.2. Valle de Pujro Huayjo.

El valle de Pujro Huayjo, situado en la vertiente SW del HualcaHualca, posee 16 km de longitud y 1,5 km de anchura máxima. El sector más elevado se encuentra parcialmente cubierto por coladas de lava y un manto morrénico de fondo caótico originado por la deglaciación.

A ambos lados del valle, entre los 4.985 y 4.250 msnm, se conserva una voluminosa morrena lateral de 12 km de longitud. Es la más externa y presenta una cresta bien definida en la que son relativamente abundantes grandes bloques. Sus laderas muestran signos de erosión, debido a la formación de *debris flows*, desprendimientos y conos de derrubios. Adosado a ella, desde los 4.450 msnm hasta los 4.250 msnm, hay un fino cordón cuya construcción se asocia con una pulsación o una fase de estabilización del paleo-glaciar tras su última gran expansión.

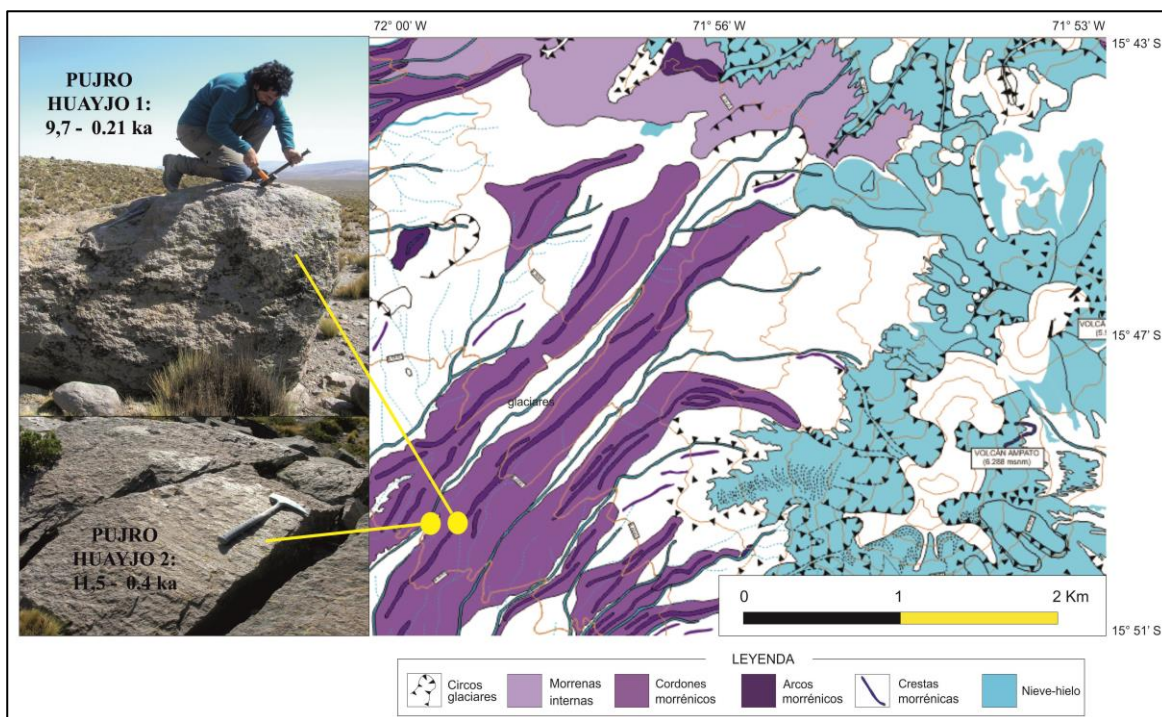
Por debajo y paralela a ambas morrenas aflora una alineación rocosa, con abundantes huellas de abrasión glaciar. Y río arriba, entre los 4810 msnm y los 4.650 msnm, existe otro cordón morrénico de características similares al anterior pero con la peculiaridad de que en ambos depósitos escasean los bloques susceptibles de ser datados mediante la técnica cosmogénica.

En Pujro Huayjo, se extrajo una muestra (Pujro Huayjo 1) en la cresta de la morrena más externa y voluminosa, dado que es la única que conserva bloques con una envergadura suficiente para determinar su edad de exposición a la radiación cósmica. También se tomó



otra muestra (Pujro Huayjo 2) en el escalón rocoso pulido y estriado con el propósito de estimar cuando comenzó a retirarse el paleoglaciador (Fig. 262).

Los resultados muestran que la edad de Pujro Huayjo 1 ( $9.7 \pm 0.21$  ka) es 2 ka más joven que la de Pujro Huayjo 2 ( $11.5 \pm 0.4$  ka). Una explicación de esta diferencia radica en que el bloque donde se tomó la muestra Pujro Huayjo 1 pudo haberse movido o volteado al estabilizarse la morrena desde que fue depositada por el glaciar. Asimismo, es posible que su superficie haya estado cubierta por una capa de cenizas proveniente de las erupciones volcánicas del Sabancaya, lo que impidió temporalmente el impacto de la radiación cósmica secundaria.



**Fig. 262.** La muestra Pujro Huayjo 1 (arriba a la izquierda) se extrajo de un bloque morrénico de la morrena más externa del valle de Huayuray, mientras que Pujro Huayjo 2 (abajo a la izquierda) procede de un escalón rocoso pulido y estriado situado entre el fondo del valle y esa morrena (Noviembre, 2005 y 2006). Su localización se representa a la derecha, en el mapa geomorfológico.

La edad de la muestra Pujro Huayjo 1 refleja que el último máximo avance registrado por el glaciar de Pujro Huyajo tiene una edad mínima de 10-12 ka. Asimismo, la cronología obtenida del escalón rocoso estriado (Pujro Huayjo 2) evidencia que tras alcanzar su máxima expansión, se inició la deglaciación. Al principio este proceso fue lento, produciéndose 2 *reavances* o fases de estabilización, pero después el flujo de hielo

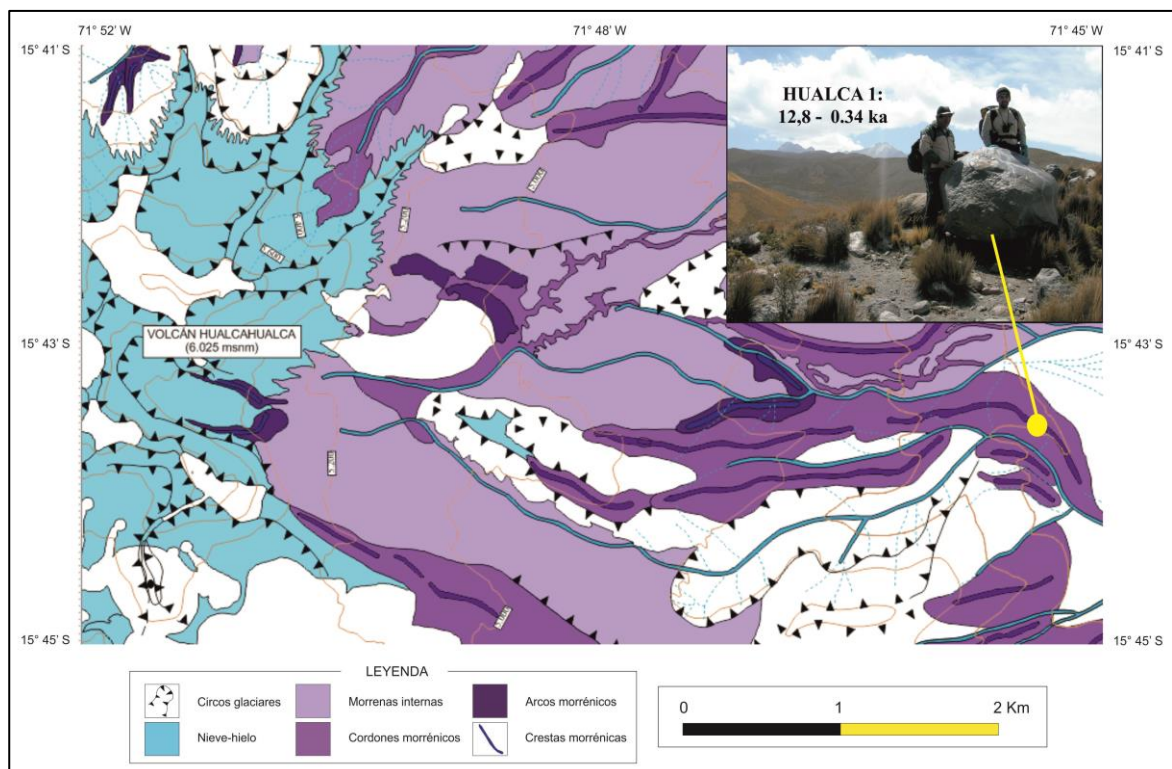
retrocedió de forma rápida y drástica hasta la cabecera pues no existen morrenas de *reavance* en cotas más elevadas, ni siquiera asociadas a cambios climáticos recientes como la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

#### 4.4.2.3. Valle de Mollebaya.

El valle de Mollebaya se localiza al E del HualcaHualca. Mide 12,5 km de longitud y una anchura máxima de 1.500 m. Entre 4.700 msnm y 5.200 msnm, el fondo de la artesa está relleno por un manto morrénico resultado de la ablación que en algunos puntos ha sido remodelado debido a la acción de las aguas de fusión.

Dentro del intervalo altitudinal 4.300 - 4.700 msnm, se diferencian 2 morrenas laterales de las que la más externa es de grandes dimensiones. En cambio, el segundo cordón posee una menor envergadura y está adosado al cordón anterior. Hacia la cabecera no se diferencian más depósitos glaciares con la excepción de un arco morrénico situado en torno al frente glaciar actual.

En este valle, se extrajo una muestra (Hualca 1) de un bloque localizado en la cresta de la morrena más externa del margen derecho del valle, y el resultado de su análisis fue de  $12.8 \pm 0.34$  ka. Esta fecha marca la edad mínima en la que el paleoglaciar alcanzó su última máxima extensión. Después la masa de hielo experimentó una contracción aunque un nuevo *reavance* o una fase de estabilización dio lugar al segundo cordón morrénico. Sin embargo, desde esta última posición el retroceso fue acusado puesto que no hay más signos geomorfológicos que indiquen una expansión del glaciar hasta la morrena frontal situada en torno al margen actual de la masa de hielo (Fig. 263).



**Fig. 263.** En el mapa geomorfológico se indica la localización de la muestra Hualca 1, extraída de un bloque de la morrena más externa del valle de Mollebaya. Arriba a la derecha, se muestran las características del bloque (Noviembre, 2005).

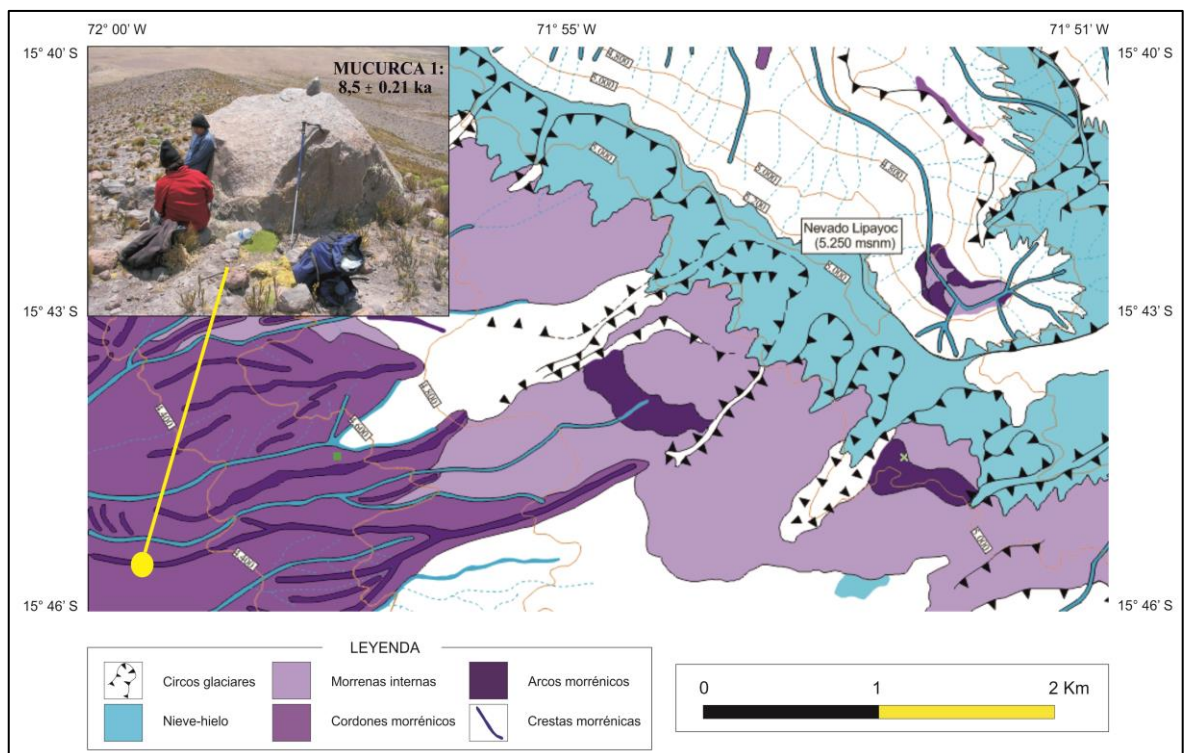
#### 4.4.2.4. Valle de Mucurca.

El valle de Mucurca, situado en el flanco oeste del HualcaHualca, tiene una longitud de 7,5 km y una anchura máxima de 1,5 km. Actualmente se encuentra deglaciado, pero en el pasado albergó un paleoglaciador que construyó morrenas entre los 4.350 y 5.000 msnm. El resto del valle está relleno por un manto detrítico glaciario caótico como consecuencia de su fusión.

La secuencia morrénica de Mucurca es compleja, diferenciándose tres cordones laterales. De ellos, el más externo es el de mayor entidad, presenta un buen estado de conservación, y su origen se relaciona con la última máxima expansión del glaciador. Y próximo a la cabecera, a 5.000 msnm, se localiza un arco morrénico frontal que constituye el último vestigio de actividad del glaciador.

En la morrena lateral más externa, se tomó una muestra (Mucurca 1) de un bloque situado en la cresta, obteniéndose una edad de exposición de  $8,5 \pm 0,2$  ka (Fig. 264). Este resultado indica que la última máxima expansión del paleoglaciario de Mucurca tiene una edad mínima de 9 ka. No obstante, como esta fecha es notablemente más joven que la de los cordones externos de los otros valles del HualcaHualca, es probable que se trate de un bloque que ha sido exhumado como consecuencia de la erosión post-glacial del depósito o que durante un tiempo haya estado cubierto por una capa de cenizas.

A partir de este máximo avance, la masa de hielo de Mucurca sufrió una pérdida progresiva de su superficie. Sin embargo, aunque la deglaciación fue el proceso principal, se produjeron 3 *reavances* de menor entidad que el anterior o periodos de estabilización de los cuales el último fue el que formó la morrena de mayor entidad. Pero ya a partir de esta última posición, el glaciar retrocedió constantemente hasta fundirse por completo.



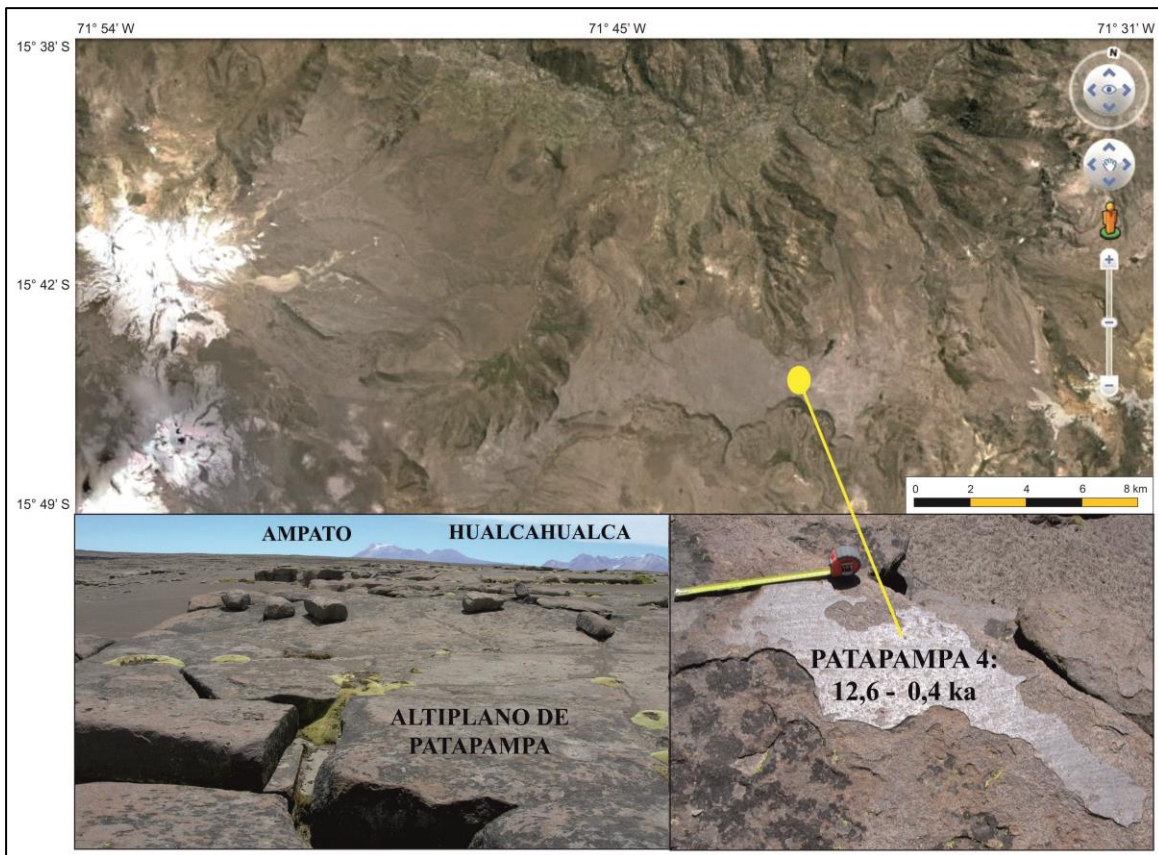
**Fig. 264.** Localización en el mapa geomorfológico y aspecto del bloque muestreado en el cordón más externo del valle de Mucurca. La muestra que se tomó (Mucurca 1) sirvió para determinar la edad de la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en el flanco oeste del HualcaHualca (Noviembre, 2006).



#### 4.4.2.5. Altiplano de Patapampa.

Patapampa es una meseta de 12,5 km de longitud y 6 km de anchura que en el pasado estuvo cubierta por un casquete glacial. En sus laderas existen morrenas, debido a su expansión, y su superficie conserva evidencias de abrasión glacial. Como no se observan indicios de actividad volcánica en Patapampa, este espacio se eligió para completar las fechas cosmogénicas de los valles del HualcaHualca y reconstruir, de forma más amplia, la evolución de los glaciares de este sector de la Cordillera Occidental.

Así, se extrajo una muestra (Patapampa 4) de una superficie pulida con estrías localizado en el sector culminante del altiplano, obteniéndose una edad cosmogénica de  $12,6 \pm 0,4$  ka (Fig. 265). Cabe subrayar que esta cronología es similar que la que resultó en el umbral del valle de Pujro Huayjo, y evidencia que el retroceso de los glaciares fue generalizado a partir de 13 - 11 ka tanto en el HualcaHualca como en Patapampa.



**Fig. 265.** Arriba, ubicación del altiplano de Patapampa. Abajo a la izquierda, se presentan las características de su superficie, tras ser sometida a procesos de abrasión por un glaciar que se formó durante el último ciclo glacial. Abajo a la derecha, aspecto de la roca donde se tomó la muestra Patapampa 4, cuyo resultado indica cuando desapareció la masa de hielo (Noviembre, 2005).



#### 4.4.3. Discusión.

A continuación, se interpretan las cronologías de exposición a la radiación cósmica obtenidas en el HualcaHualca y Patapampa. Después se establece una comparación con las dataciones de los avances y retrocesos glaciares disponibles en otras áreas de montaña de los Andes Centrales para determinar si la reconstrucción cronológica realizada en este trabajo es consistente con las de esos sectores.

Asimismo, las edades de las fases glaciares del HualcaHualca y Patapampa se contrastan con otros registros o proxies paleoclimáticos presentes en la región como paleolagos del altiplano, *ice cores* o testigos de hielo y la evolución de la temperatura de la superficie marina tropical, tanto del Océano Atlántico como del Pacífico, con el propósito de desvelar si hay concordancia o por el contrario existen divergencias entre ellos y de esta forma poder deducir las causas de los cambios ambientales que afectaron a las masas de hielo del área de estudio. Por último, se plantea una hipótesis para explicar la dinámica glacial del HualcaHualca basada en la interrelación de todos los datos anteriores.

##### *4.4.3.1. Síntesis de las dataciones cosmogénicas efectuadas en los valles del Hualcahualca y el altiplano de Patapampa.*

Las edades de exposición a la radiación cósmica de los bloques muestreados sugieren que los glaciares del HualcaHualca registraron su mayor extensión en el Pleistoceno Tardío, después de que ocurriera el punto álgido global de enfriamiento denominado Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum, 23-19 ka).

Asimismo, las fechas obtenidas reflejan una diacronía entre el avance de Huayuray, que tuvo lugar hace 18 - 16 ka, y el de los valles de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca datado entre 13 y 9 ka. La existencia de esta diferencia cronológica, estimada entre 5 y 7 ka, se asocia con factores locales entre los cuales destaca la topografía.

Tal y como se señaló en el cálculo de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG), la elevada pendiente que presenta Huayuray influyó en el comportamiento del flujo de hielo al permitir que discurriera hasta cotas relativamente bajas. En cambio, los valles de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca conectan con el altiplano, cuya presencia controló la capacidad de avance de sus glaciares, y por eso las lenguas se situaron a mayor altitud que la de Huayuray.

Además, el área de acumulación de los glaciares de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca es más reducida que la de Huayuray, por lo que estas tres masas de hielo poseen una mayor capacidad de respuesta ante los cambios ambientales, incluso cuando las variaciones en los parámetros que rigen el clima son de escasa entidad. En este sentido, la muestra Hualca 3 de Huayuray, cuya edad es de  $11.4 \pm 0.21$ , si coincide con el intervalo cronológico del máximo avance registrado por los glaciares de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca. Esta concordancia significa que hace 12 ka ese glaciar también experimentó una pulsación positiva o un episodio de estabilización pero sin alcanzar el límite del avance precedente.

Al combinar los dos factores anteriores, se deduce que las masas de hielo de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca pudieron expandirse hace 18 - 16 ka, pero las morrenas que formaron en dicha pulsación positiva probablemente fueron destruidas por el avance posterior, datado en 13 - 9 ka. También es posible que este último empuje del hielo haya construido una morrena poligenética que incluye los depósitos de ambas fases glaciares.

Sin embargo, las fechas obtenidas en los umbrales rocosos presentan una mayor coherencia y revelan que el deshielo del HualcaHualca y el altipano de Patapampa comenzó a producirse hace 13 - 11 ka. El retroceso fue más acusado en Mucurca y Patapampa ya que los glaciares han desaparecido por completo, mientras que en Huayuray, Pujro Huayjo y Mollebaya quedaron confinados en las cabeceras hasta el momento actual.

#### *4.4.3.2. Marco cronológico glaciar de los Andes Centrales.*

- *Cordillera Occidental Centroandina.*

En el nevado Coropuna, Úbeda (2011) dató morrenas mediante el análisis del cosmonucleído  $^{36}\text{Cl}$  acumulado en la superficie de los bloques y siguió el mismo procedimiento que el que se desarrolla en el HualcaHualca. Según sus resultados, la última máxima expansión de los glaciares se produjo hace  $16,9 \pm 0,36$  ka en el valle de Queñua Ranra (vertiente NE),  $12,52 \pm 0,31$  ka en el valle de Jellojello (localizado al NE del Coropuna), y  $11,13 \pm 0,45$  ka en el valle de Cospanja (cara SE del Coropuna). Además plantea, al datar con el mismo método una secuencia de umbrales rocosos con pulimiento y estrías en el valle de Cospanja (SE del Coropuna), que el retroceso del hielo comenzó a partir de  $10,1 \pm 0,4$  ka y que continuó hace  $8,94 \pm 0,35$  -  $7,5 \pm 0,37$  ka.

Bromley *et al.* (2009) también establece la edad de morrenas en los valles de Ullullo y Santiago (vertiente septentrional del Coropuna), así como en el lago Pallarcocha localizado en el flanco oeste del volcán. Su trabajo se basa en el isótopo cosmogénico  $^3\text{He}$  pero las cronologías resultantes varían en función del modelo de escala. Así, cuando emplea el modelo de Li sugiere que la última gran extensión glaciaria tuvo lugar hace 17,28 - 17,0 ka, mientras que si utiliza el protocolo de Lm obtiene un rango cronológico más antiguo: 21,14 - 20,68 ka. Sin embargo, al final Bromley *et al.* (2009) decide seleccionar este último intervalo como el más probable porque es el que se sitúa más próximo al LGM global.

Del mismo modo, Bromley *et al.* (2009) indica que la edad de un *reavance* de gran entidad o periodo de estabilización prolongado presente en todas las vertientes del Coropuna oscila entre 11,08 - 8,12 ka, al aplicar el método de escala de Li, y 14,15 - 10,59 ka cuando introduce el procedimiento de Lm. En un trabajo posterior, Bromley *et al.* (2011) aporta más fechas  $^3\text{He}$  de esta fase que se asemejan a las anteriores: 11,5 - 9,5 ka, según Li, y 13,9 - 11,9 ka al emplear Lm.

En el volcán Sajama, el nevado más meridional de la Cordillera Occidental Centroandina que todavía conserva glaciares, Smith *et al.* (2009) usa el cosmonucleído  $^{36}\text{Cl}$  en las morrenas de los valles Huaqui Jihuaya y Patokho. Además, emplea los procedimientos de Stone (2000) y elige la tasa de producción propuesta por Phillips *et al.* (2001).

De esta forma, Smith *et al.* (2009) estima que el glaciar de Patokho alcanzó su mayor extensión hace 16,9 - 11,8 ka, mientras que en el de Huaqui Jihuaya ese mismo evento resultó más tardío: 14,2 - 10,2 ka. También determina la cronología de 2 fases de *reavance* o estabilización en Patokho, y al episodio más antiguo le atribuye una edad de 7,0 - 4,4 ka y al segundo entre 4,7 y 3,3 ka.

Otros enclaves situados más al sur, como el cordón de Doña Rosa ubicado en la diagonal árida chilena, también presentan huellas de modelado glaciario que sugieren que el clima fue más húmedo y frío en el pasado. Zech, *et al.* (2007) proporciona edades de exposición de morrenas al cuantificar la concentración de  $^{10}\text{Be}$ . El modelo de escala que utiliza es el de Desilets y Zreda (2003), mientras que para ajustar los cambios de intensidad del campo magnético aplica los esquemas de McElhinay y Senanayake, (1982) en las edades < 10 ka y el de Guyodo y Valet, (1996) en las cronologías > 10 ka.

Las morrenas más externas que han podido ser datadas tienen una edad que oscila entre 35 - 31 ka. Existen depósitos a menor altitud que indican glaciaciones antiguas de mayor magnitud, sin embargo, Zech *et al.* (2007) descartó determinar su edad debido a los efectos de la erosión. Además, no ha encontrado depósitos asociados con el último máximo glacial global, pero si se conservan cordones y arcos morrénicos que atestiguan avances o fases de estabilización entre  $14,7 \pm 1,5$  y  $11,6 \pm 1,5$  ka. La deglaciación se inició a partir de esta última fecha y fue sostenida en el tiempo hasta la actualidad.

En el cerro Tunupa, emplazado junto al Salar de Uyuni (Bolivia), Blard *et al.* (2013) estima la edad de una secuencia de morrenas mediante el análisis del isótopo cosmogénico  $^3\text{He}$ , e introduce el sistema de escala de Lal (1991) y Stone (2000) así como las correcciones geomagnéticas de Muscheler *et al.* (2005) y Nishiizumi *et al.* (1989).

Además, Blard *et al.* (2013) desarrolla una estrategia con el fin de calibrar la tasa de producción local de  $^3\text{He}$  y controlar las edades resultantes en las morrenas. Para ello, extrajo muestras de los bloques del abanico aluvial de Pocolli, que recubre el sector distal de las morrenas más externas del valle, y usa las cronologías establecidas con los métodos U-Th y C-14 en los depósitos de las antiguas orillas del paleo-lago Tauca que se conservan sobre el abanico.

Los resultados muestran que la morrena más externa posee una edad comprendida entre  $17,0 \pm 0,9$  y  $15,6 \pm 0,9$  ka, mientras que los complejos intermedios se originaron durante el periodo  $15,4 \pm 0,9$  -  $14,1 \pm 1$  ka. Desde entonces, el retroceso fue generalizado aunque varios cordones y arcos morrénicos, próximos a la cabecera, indican pulsaciones puntuales positivas de escasa entidad o periodos de estabilización temporales hace  $13,7 \pm 0,7$  -  $12,2 \pm 0,5$  ka.

- *Cordillera Blanca (N de Perú).*

Recientemente, en la Cordillera Blanca se han desarrollado varios trabajos en los que usan radionucléidos para conocer la evolución de los glaciares en este macizo. Uno de estos estudios fue realizado por Farber *et al.* (2005) en los valles de Laguna Baja, Rurec, Cojup,

Llaca, y Queshgue que se sitúan en las inmediaciones del núcleo de población de Huaraz. El isótopo que utiliza es el  $^{10}\text{Be}$  e implementa el modelo de escala de Stone (2000).

Las edades de exposición de las morrenas más bajas, asociadas con la última máxima extensión glacial en cada valle, muestran diferencias cronológicas significativas. En Cojup, Llaca, y Queshgue, su edad varía entre 440 y 120 ka. Sin embargo, en Rurec resulta una edad de 30 - 20 ka, mientras que en Laguna Baja obtiene un rango cronológico notablemente más reciente: 18 - 16 ka.

Farber *et al.* (2005) concluye que las edades de exposición de Cojup, Llaca, y Queshgue están relacionadas con eventos fríos más antiguos que el último máximo glacial. En cambio, considera que las morrenas de Rurec si presentan una cronología consistente con el LGM global e interpreta que las fechas de Laguna Baja se corresponden con una fase de estabilización del flujo de hielo en el marco del proceso de deglaciación desde su posición de máxima extensión. Para este último caso también plantea la posibilidad de que se trate de un *reavance* que culminó hace 16,5 ka, y que a partir de entonces se produjo un drástico retroceso deducido por la ausencia de depósitos glaciares valle arriba.

Según Farber *et al.* (2005), estas cronologías constituyen evidencias sólidas que apoyan la hipótesis de Seltzer *et al.* (2002) y Smith *et al.* (2005) en la que sostienen que la última máxima expansión glacial en los Andes tropicales precedió a la de las latitudes altas del hemisferio norte.

Sin embargo, Glasser *et al.* (2009) data morrenas con  $^{10}\text{Be}$  en los valles Jeullesh y Tuco, localizados en la cara oeste de la Cordillera Blanca, y sus edades resultan sensiblemente más jóvenes que las de Farber *et al.* (2005), incluso al aplicar sistemas de escala diferentes.

Así, la morrena más externa del valle de Jeullesh tiene una edad cosmogénica de: 13 - 12 ka (modelo Lifton *et al.*, 2005), 16,5 - 15 ka (modelo Lal, 1991 / Stone, 2000) y 16 - 14 ka (modelo Lm). Además, dos cordones morrénicos intermedios muestran un rango cronológico comprendido entre 14 - 12 ka (modelo Lal, 1991 / Stone, 2000) y 11 - 10 ka (modelo Lifton *et al.*, 2005).

En el valle de Tuco, los resultados son similares a los de Jeullesh. Las fechas de la morrena más externa son: 14 - 12 ka (modelo Lifton *et al.*, 2005), 17 - 15,5 ka (modelo Lal, 1991 / Stone, 2000) y 16 - 15 ka (modelo Lm). Asimismo, las edades de dos morrenas intermedias



se extienden desde 15 - 14 ka (modelo Lal, 1991 / Stone, 2000) a 11 ka (modelo Lifton *et al.*, 2005).

Las cronologías de los valles de Jeullesh y Tuco son semejantes y reflejan que no hay morrenas asociadas al último máximo glacial global. Glasser *et al.* (2009) sugiere que su ausencia puede deberse a que el clima de los Andes Centrales fue muy árido en el intervalo 25 - 18 ka, lo que habría limitado el desarrollo de avances glaciares.

En la Cordillera Huayhuash, Hall *et al.* (2009) establece un marco temporal similar al de Glasser *et al.* (2009), apoyándose también en el isótopo  $^{10}\text{Be}$  para determinar la edad de complejos morrénicos emplazados en varios valles (Jahuacocha, Gashapampa, Huancho, Huanalpatay, Mitococha y Carhuacocha), pero con la diferencia de que solo usa el sistema de escala de Lal/Stone e introduce el modelo de sombreado (*shielding*) y espesor propuesto por Balco *et al.* (2008). Su justificación para usar ese esquema radica en que los trabajos publicados anteriormente lo utilizan y así resulta más fácil el contraste entre las fechas.

De esta manera, las dataciones indican que el máximo avance en Jahuacocha queda comprendido entre el 15 - 13 ka, mientras que en Mitococha y Carhuacocha esa expansión fue sincrónica (13 ka). Sin embargo, la edad de exposición en Huancho sugiere que la última gran expansión del glaciar se produjo hace 23 ka.

Las fechas de fases de *reavance* o estabilización están restringidas a los valles de Jahuacocha y Carhuacocha, donde tuvieron lugar hace 14,5 - 11 ka y 16 - 15,5 ka respectivamente. Y el análisis del  $^{10}\text{Be}$  acumulado en la superficie de los umbrales rocosos sugiere que la deglaciación se inició hace 13 - 12 ka en Mitococha y 9 ka en Huanalpatay.

Hall *et al.* (2009) complementa las edades de exposición por  $^{10}\text{Be}$  de las morrenas con dataciones de  $^{14}\text{C}$  de la materia orgánica existente en las turberas y núcleos de sedimentos extraídos en los lagos de los valles. Los resultados revelan indicios de otras dos expansiones glaciares más antiguas que las que evidencian las morrenas: la primera hace > 26 ka y la segunda en el periodo 20 - 22 ka.

- *Este del lago de Junín (N de Perú).*

En cuatro valles glaciares localizados al este del lago de Junin, Smith *et al.* (2005) lleva a cabo la datación de una secuencia de morrenas mediante la cuantificación de la concentración del cosmonucleído  $^{10}\text{Al}$  acumulado en la superficie de los bloques presentes en las crestas. El modelo de escala que introduce Smith *et al.* (2005) es el de Lal (1991) / Stone (2000), y el de Dunai (2000) para modular los efectos de la inversión térmica que existe entre los 800 y 1.500 msnm, como consecuencia del afloramiento de la corriente fría de Humboldt, en la producción *in situ* de cosmogénicos en las cumbres de los Andes Centrales.

Las fechas de exposición que resultan de analizar la concentración de  $^{10}\text{Al}$  permiten definir 4 generaciones de morrenas. El conjunto morrénico más antiguo (Grupo D) está formado por los cordones y arcos que se emplazan a menor altitud. Su edad se extiende desde 1,4 Ma a 50 ka, y su génesis está asociada con fases frías anteriores al último ciclo glacial (Smith *et al.*, 2005).

El Grupo C reúne a las morrenas cuya edad oscila entre 32 ka y 21 ka, y su existencia permite a Smith *et al.* (2005) postular que el Último Máximo Avance Glaciar en los Andes tropicales precedió en varios miles de años al LGM global. Sin embargo, los complejos B y A incluyen depósitos acumulados durante fases glaciares de menor magnitud que son más recientes: el B hace 20 - 15 ka y el A hace 14 - 12 ka.

Por otro lado, el análisis de la susceptibilidad magnética, datos polínicos y cambios isotópicos del lago Junin proporcionan información paleoambiental que sugiere un último máximo avance local hace 30 - 22,5 ka, un *reavance* entre 21 – 16 ka y un rápido y marcado retroceso a partir de 16 ka debido a unas condiciones climáticas más áridas y cálidas (Seltzer *et al.*, 2000, 2002).

- *Cordillera Oriental.*

Rodbell (1993) aporta evidencias de avances glaciares que proceden de un sector de la Cordillera Oriental situado entre las cuencas de los ríos Marañón y Huallaga. Su trabajo se

basa en el análisis de la susceptibilidad magnética y la datación mediante C-14 de 6 núcleos sedimentarios extraídos en 3 lagos de origen glaciar.

Los datos que derivan de su estudio indican fluctuaciones glaciares significativas durante la transición del periodo glacial al interglacial. La reconstrucción sugiere que hace 12 ka las masas de hielo habían reducido su extensión un 50 % respecto al último máximo avance. Sin embargo, esta tendencia se invirtió súbitamente y durante el intervalo 12 - 10 ka el balance de masa de los glaciares volvió a ser positivo a causa de un declive térmico y un aumento de la humedad. A partir de 10 ka, esas condiciones remitieron y de nuevo el retroceso fue el proceso principal hasta que el hielo desapareció de los circos de este enclave montañoso.

En la misma línea que Rodbell (1993), el estudio desarrollado por Kelly *et al.* (2012) en la capa de hielo de Quelccaya refleja fluctuaciones climáticas relevantes en la historia climática reciente de la Cordillera Oriental Centroandina. Su trabajo se focalizó en los valles Huancané y South Fork, en los que tomó 38 muestras de materia orgánica en turberas y lagos, asociados a morrenas, para datarlas mediante C-14.

Las fechas sugieren que la fusión, tras el último máximo avance glaciar, comenzó hace 17,2 ka y fue efectiva hasta el intervalo 12,8 - 12,5 ka en el valle de Huancané y 13,6 - 12,5 ka en el de South Fork, cuando tuvo lugar una expansión significativa que formó complejos morrénicos clasificados como conjunto Huancané II. Pero hace 11,6 ka se reactivó el retroceso, probablemente a causa de un calentamiento climático, con un ritmo regular. Esta contracción, interrumpida solo por mínimos avances o episodios de estabilización (como el de la Pequeña Edad del Hielo), redujo la extensión del glaciar al nivel actual.

Otro sector de la Cordillera Oriental en el que se han llevado a cabo dataciones con cosmonucleidos es Cochabamba (Bolivia). Actualmente no existen glaciares en este macizo pero la presencia de morrenas de grandes dimensiones significa que hubo expansiones glaciares masivas en el pasado. Con el uso del  $^{10}\text{Be}$ , Kull *et al.* (2008) reconstruye la evolución glaciar y plantea que el último máximo avance tuvo lugar hace 20

ka. Además, indica que se produjeron *reavances* significativos hace 15 - 12 ka en los que las lenguas de algunos valles casi descendieron al límite del máximo avance.

Zech *et al.* (2007) contribuye a aumentar el conocimiento de la evolución de los glaciares de Cochabamba y la Cordillera Real de Bolivia con más fechas cosmogénicas de morrenas. Su estudio se concentra en 3 valles (San Francisco, Río Suturi y Huara Loma), donde toma muestras para analizar el  $^{10}\text{Be}$  acumulado en los bloques de las crestas. En los cálculos cronológicos utiliza exclusivamente el sistema de escala de Lifton *et al.* (2005), aplica el principio de la edad más vieja en cada depósito glaciar y establece una reconstrucción tentativa de los glaciares en cada valle.

En San Francisco y río Suturi, las morrenas más externas tienen una edad de  $24,1 \pm 0,9$  ka y  $22 \pm 1,2$  ka, respectivamente. Sin embargo, la máxima extensión del hielo en Huara Loma tuvo lugar hace  $16,9 \pm 0,6$  ka. Después de estas expansiones se produjeron notables *reavances* o fases de estabilización que formaron depósitos intermedios en los 3 valles. En San Francisco, Zech *et al.* (2007) diferenció 3 eventos de esas características que presentan las siguientes cronologías:  $20,3 \pm 0,8$  ka,  $12,9 \pm 0,6$  y  $10,4 \pm 0,5$  ka. En río Suturi, muestra una secuencia de  $13,0 \pm 0,8$  ka;  $12,2 \pm 0,7$  ka y  $7,0 \pm 0,5$  ka. Y en Huara Loma, donde solo reconoce dos episodios de este tipo, el más antiguo hace  $11,8 \pm 0,5$  ka y el más reciente hace  $11,0 \pm 0,4$  ka.

Un trabajo posterior elaborado por May *et al.* (2011) en el valle de Huara Loma, también en Cochabamba, propone más fechas de eventos glaciares mediante la combinación de 4 métodos: cartografía geomorfológica y dataciones mediante C-14, Luminiscencia Óptica Simulada y el isótopo cosmogénico  $^{10}\text{Be}$ . Los datos que obtuvo May *et al.* (2011) revelan que hubo 5 fases glaciares:

1. Una expansión glaciar antigua, hace 29 - 24 ka.
2. Un *reavance* o fase de estabilización en el periodo 20 - 18 ka.
3. Una pulsación positiva de gran entidad que permitió al glaciar llegar a su máxima extensión durante el periodo 17 - 16 ka.
4. *Reavances* menores hace 15 - 10 ka.

5. Deglaciación drástica a partir de 8 - 7 ka, con los glaciares reclusos en las cabeceras.

En el nevado Illimani (Bolivia), Smith *et al.* (2011) reconstruye la dinámica glacial del valle Pasto Grande. Para ello se apoya en el levantamiento de una cartografía geomorfológica donde selecciona las crestas morrénicas más apropiadas para datar sus bloques a través de  $^{10}\text{Be}$ . La ausencia de un sistema de escala estándar para calcular las edades de exposición en los Andes Centrales hizo que Smith *et al.* (2011) abogara por el modelo de Lal (1991) y Stone (2000) para poder comparar sus resultados con los trabajos publicados previamente.

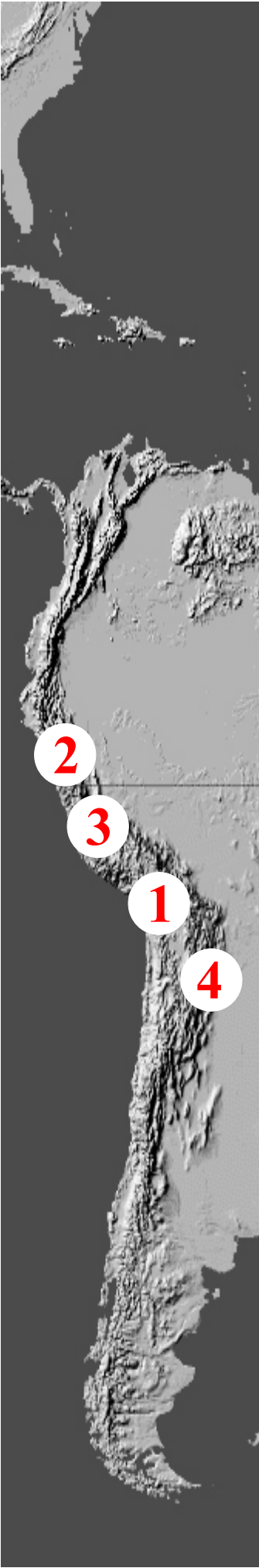
Así, Smith *et al.* (2011) señala que los depósitos glaciares localizados a menor altitud se formaron hace 15,5 - 10,5 ka, lo que significa que la máxima expansión glacial del valle de Pasto Grande no concuerda con el último máximo glacial global. Valle arriba, una serie de morrenas intermedias indican avances de menor extensión o periodos de estabilización del flujo de hielo cuyas cronologías, siguiendo un orden altitudinal ascendente, son las siguientes: 12,4 - 8,2 ka y 13,5 - 8,2 ka. Por último, a escasa distancia de los frentes glaciares actuales, hay restos morrénicos de escasa entidad que fueron depositados hace 2,5 - 1,6 ka.

- *Andes Centrales en general.*

Smith *et al.* (2005), efectúa dataciones en dos regiones diferentes de los Andes Centrales y las compara entre sí. Un sector comprende los valles localizados al este del lago Junín (N de Perú) y el otro se sitúa en la Cordillera Real (valles de Milluni y Zongo; Bolivia). En ambos espacios recoge muestras de bloques morrénicos para datarlos con  $^{10}\text{Be}$  y los resultados los contrasta con los datos de susceptibilidad magnética del lago Junin.

Las fechas  $^{10}\text{Be}$  muestran un máximo avance en los valles de Junin y el valle de Milluni hace 34 - 22 ka. Estas cronologías resultan consistentes con los datos de susceptibilidad magnética del lago de Junin, al situar ese evento en 30 - 21 ka. Sin embargo, la sincronía entre los dos espacios anteriores no se observa en Zongo donde la expansión de mayor magnitud en Zongo presenta una edad < 20 ka.





1

2

3

4

CORDILLERA / NEVADO- VALLE	AUTOR	MÉTODO	AVANCES ANTIGUOS (Ka AP)	MÁXIMA EXTENSIÓN GLACIAR (MEG) (Ka AP)	REAVANCES POST- MEG (Ka AP)	DEGLACIACIÓN (Ka AP)
OCCIDENTAL / HUALCAHUALCA	PRESENTE TRABAJO	<sup>36</sup> CL (Phillips et al., 2001; Stone, et al 1998; Lal, 1991)	-	18 - 16 / 13 - 9	11.5	13 - 11
OCCIDENTAL / COROPUNA	ÚBEDA, 2011	<sup>36</sup> CL (Phillips et al., 2001; Stone, et al 1998; Lal, 1991)	-	17 / 12 - 13 / 11,5 - 11,0	-	10,5 - 10 / 9 / 8
OCCIDENTAL / COROPUNA	BROMLEY et al., 2009	<sup>3</sup> He (Modelo de Li)	-	17	11-8	-
OCCIDENTAL / COROPUNA	BROMLEY et al., 2009	<sup>3</sup> He (Modelo de Lm)	-	21 - 20	14 - 10,5	-
OCCIDENTAL / COROPUNA	BROMLEY et al., 2011	<sup>3</sup> He (Modelo de Li)	-	-	11,5 - 9,5	-
OCCIDENTAL / COROPUNA	BROMLEY et al., 2011	<sup>3</sup> He (Modelo de Lm)	-	-	14-12	-
OCCIDENTAL / SAJAMA	SMITH et al., 2009	<sup>36</sup> CL (Modelos Stone, 2000 y Phillips et al., 2001)	-	17 - 12 / 14 - 10	7,0 - 4,4 / 4,7 - 3,3	-
OCCIDENTAL / CORDÓN DOÑA ROSA	ZECH et al., 2007	<sup>10</sup> Be (Modelos de Desilets y Zreda, 2003; McElhinay & Senanayaque < 10 ka; Guyodo & Valet, 1996 > 10 ka)	35 - 31	-	16 - 13 / 13 - 10	10
OCCIDENTAL / CERRO TUNUPA	BLARD et al., 2013	<sup>3</sup> He (Calibración local con métodos U -Th y C-14 orillas paleo-lago Tauca)	-	18 - 16 / 16,5 - 14,5	16,5 - 14,5 / 15 - 13 / 14,5 - 13/ 12,7 - 11,7	-
BLANCA / COJUP	FARBER et al., 2005	<sup>10</sup> Be (Stone, 2000)	440 - 120	-	-	-
BLANCA / LLACA	FARBER et al., 2005	<sup>10</sup> Be (Stone, 2000)	440 - 120	-	-	-
BLANCA/ QUESHGUE	FARBER et al., 2005	<sup>10</sup> Be (Stone, 2000)	440 - 120	-	-	-
BLANCA / RUREC	FARBER et al., 2005	<sup>10</sup> Be (Stone, 2000)	-	30 - 20	-	-
BLANCA / LAGUNA BAJA	FARBER et al., 2005	<sup>10</sup> Be (Stone, 2000)	-	18 - 16	¿?	-
BLANCA / JEULLESH	GLASSER et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lifton)	-	13-12	11-10	-
BLANCA / JEULLESH	GLASSER et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	16,5 - 15	14-12	-
BLANCA / TUCO	GLASSER et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lifton)	-	14 - 12	11	-
BLANCA / TUCO	GLASSER et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	17 - 15,5	15 - 14	-
HUAYHUASH / JAHUACocha	HALL et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	15 - 13	14,5 - 11	-
HUAYHUASH / HUANCHO	HALL et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	23	-	-
HUAYHUASH / HUANALPATAY	HALL et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	-	-	9
HUAYHUASH / MITOCOCHA	HALL et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	13	-	13-12
HUAYHUASH / CARHUACocha	HALL et al., 2009	<sup>10</sup> Be (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	-	13	16 - 15,5	-
HUAYHUASH	HALL et al., 2009	<sup>14</sup> C material orgánica turberas y sedimentos lagos de los valles Jahuacocha, Huancho, Huanalpatay, Mitococha y Carhuacocha	>26	22 - 20	-	-
LAGO JUNÍN / VALLES AL ESTE DEL LAGO	SMITH et al., 2005	<sup>10</sup> Al (Modelo Lal 1991/Stone 2000)	1,4 Ma - 50 ka	32 - 21 / 20 - 15	14-12	-
LAGO JUNÍN / VALLES AL ESTE DEL LAGO	SELTZER et al., 2000; 2002	Análisis susceptibilidad magnética, datos polínicos e isotópicos lago Junin	-	30 - 22,5	21 - 16	16
LAGO JUNIN / VALLES AL ESTE DEL LAGO	SMITH et al, 2005	<sup>10</sup> Be	34 - 22	-	20 - 16 / 15 - 12	-
ORIENTAL / CABECERAS ENTRE LAS CUENCAS MARAÑÓN Y HUALLAGA	RODBELL, 1993	Análisis susceptibilidad magnética y datación <sup>14</sup> C núcleos sedimentarios lagos glaciares	-	-	12-10	10
ORIENTAL / GLACIAR DE QUELCCAYA	CLAPPERTON, 1997	Datación <sup>14</sup> C materia orgánica turberas y núcleos sedimentarios próximos a morrenas	-	-	12 / 11 / 10	-
ORIENTAL / GLACIAR DE QUELCCAYA	KELLY et al, 2012	Datación <sup>14</sup> C materia orgánica turberas y núcleos sedimentarios lagos glaciares	-	17	13,6 - 12,5	11.6
ORIENTAL / COCHAMBAMBA	KULL et al, 2008	<sup>10</sup> Be	-	20	15 - 12	-
ORIENTAL / SAN FRANCISCO	ZECH et al, 2007	<sup>10</sup> Be (Modelo de Lifton et al., 2005)	-	25 - 23	21 - 19,5 / 13,5 - 12,5 / 11 - 10	-
ORIENTAL / RIO SUTURI	ZECH et al, 2007	<sup>10</sup> Be (Modelo de Lifton et al., 2005)	-	23 - 22	14 - 12 / 13 - 11,5 / 7,5 - 6,5	-
ORIENTAL / HUARA LOMA	ZECH et al, 2007	<sup>10</sup> Be (Modelo de Lifton et al., 2005)	-	17,5 - 16,5	12 - 11 / 11,5 - 10,5	-
ORIENTAL / HUARA LOMA	MAY et al, 2011	<sup>10</sup> Be, <sup>14</sup> C y OSL	29 - 24	20 - 18	17 - 16 / 15 - 10	8 - 7
ORIENTAL / ILLIMANI	SMITH et al, 2011	<sup>10</sup> Be (Lal, 1991/ Stone, 2000)	-	15,5 - 10,5	12,5 - 8 / 13,5 - 8	-
ORIENTAL / MILLUNI	SMITH et al, 2005	<sup>10</sup> Be	34 - 22	-	18 - 9	8 - 7
ORIENTAL / ZONGO	SMITH et al, 2005	<sup>10</sup> Be	-	<20	-	-
ORIENTAL / MILLUNI	SMITH et al, 2005	<sup>10</sup> Be	-	-	-	-
ORIENTAL / APOLOBAMBA	CLAPPERTON, 1997	Datación <sup>14</sup> C materia orgánica turberas y núcleos sedimentarios próximos a morrenas	-	-	12 - 10	-
ORIENTAL / CORDILLERA REAL	CLAPPERTON, 1997	Datación <sup>14</sup> C materia orgánica de turberas y núcleos sedimentarios de lagos próximos a morrenas	-	-	10.5	-

Las dataciones por  $^{10}\text{Be}$  de las fases de *reavance* o estabilización se centraron en los valles de Junin y el de Milluni. Las edades de exposición obtenidas indican que estos episodios construyeron morrenas hace 20 - 16 ka y 15 - 12 ka en Junin, y hace 18 - 9 ka en Milluni.

Dado que los *reavances* del Pleistoceno Tardío aparentemente han tenido una elevada repercusión en los Andes Centrales, Clapperton (1993) revisa las evidencias geomorfológicas que existen de ellos en la cordillera y recopila las edades que han sido obtenidas mediante diferentes métodos. El sumario de dicha revisión se muestra a continuación:

- Glaciar de Quelccaya (Cordillera Oriental):

Dataciones realizadas por C-14 en turberas y sedimentos bajo morrenas o en sus proximidades del glaciar de Quelccaya indican 5 avances glaciares significativos posteriores al Último Máximo glaciar: 12, 2; 11,2; 11,1; 10,9; 10 ka.

- Cordillera Apolobamba (Bolivia):

El análisis de núcleos sedimentarios lacustres en los que se conserva materia orgánica, sugiere edades mínimas de expansiones glaciares hace 12, 1 ka, 10,8 ka y 9,7 ka.

- Cordillera Real (Bolivia):

Mediante la misma técnica que en los dos casos anteriores, se llega a la conclusión que en el valle de Palcoco se produjo un *reavance* cuya edad mínima es de 10, 5 ka.

- *Patagonia.*

En la Patagonia, Moreno *et al.* (2012) extrae núcleos sedimentarios de turberas y lagos de la región Última Esperanza. Su análisis permite a Moreno *et al.* (2012) plantear el siguiente modelo glaciar y paleoclimático:

1. Retroceso del glaciar de Última Esperanza desde su posición post-LGM a partir de 16,5 ka, lo que dio lugar a la formación de un lago proglaciar.

2. Balance hidrológico negativo en el periodo 14,9 - 14,6 ka deducido de la formación subaérea de turberas en el lago Dumestre que se localiza en las proximidades del glaciar.
3. Fase transgresiva en el lago Dumestre entre 14,6 y 13,6 ka. La mayor profundidad de la lámina de agua se produjo hace 12,6 y 11,6 ka.
4. Aumento de la frecuencia de incendios forestales en el lago Dumestre a partir de 11,6 ka, lo que se asocia con un ascenso de las temperaturas y una reducción de las precipitaciones.

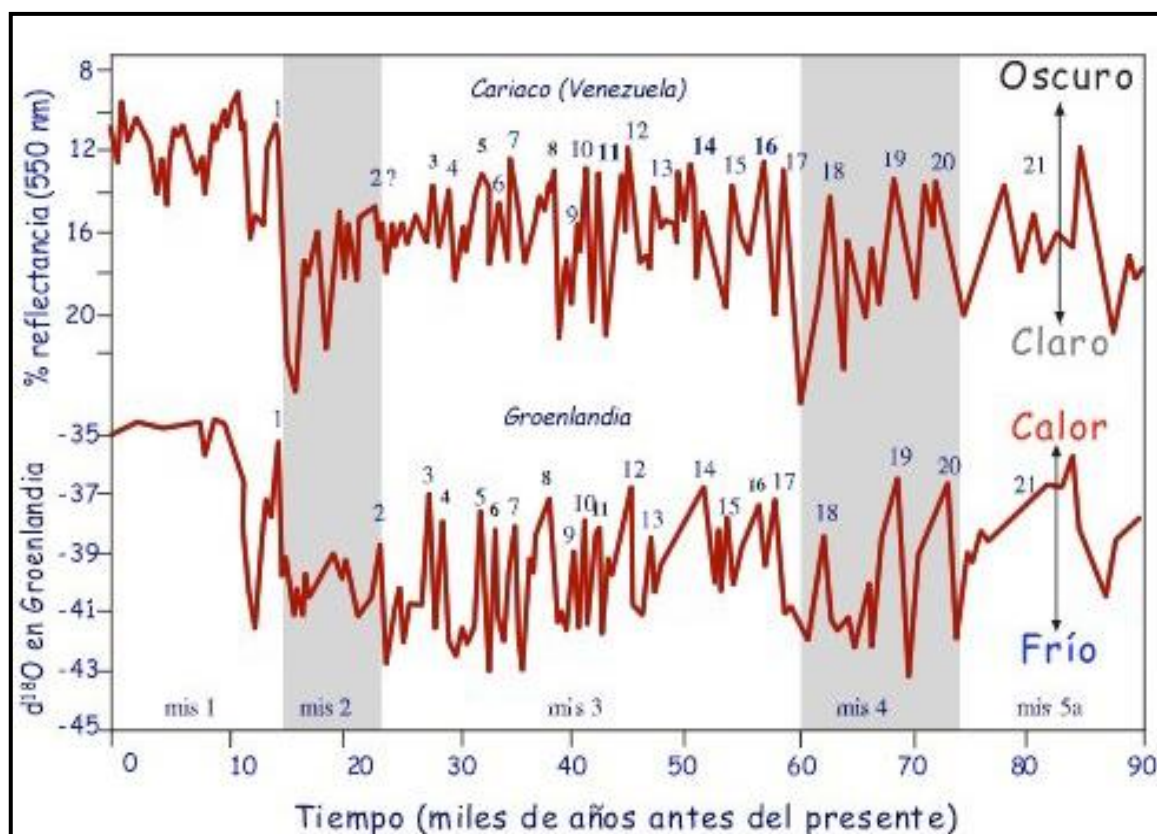
#### 4.4.3.3. *Cronología del Último Ciclo Glacial y contextualización de las fechas cosmogénicas glaciares del HualcaHualca y Patapampa en el marco de los Andes Centrales.*

El último ciclo glacial, definido como el periodo frío comprendido entre el penúltimo interglacial y el inicio del Holoceno (110,8 - 11,7 ka; Fischer *et al.*, 1999), alcanzó su punto álgido o de máximo enfriamiento (Último Máximo Glacial; UMG) hace 26 - 19 ka (Fig. 266) (Clark *et al.*, 2009).

La deglaciación, también denominada última Terminación, comenzó hace 20 ka en el hemisferio norte y hace 18 ka en la Antártida cuando los mantos de hielo Laurentino y Finoescandinavo se encontraban o estaban próximos a su máxima extensión y volumen (Denton *et al.*, 2010).

Según Milankovitch (1941), el inicio de la deglaciación fue un periodo inestable en el que los casquetes de hielo Laurentino y Finoescandinavo experimentaron expansiones y contracciones periódicas. La última expansión significativa, denominada evento *Heinrich 1* (17,5 – 15 ka), produjo una descarga masiva de icebergs en el Atlántico Norte que provocó el colapso del sistema de circulación termohalino. Este hecho dio lugar a una inversión climática, dentro de la tendencia general al calentamiento, conocida como *Oldest Dryas* o *Dryas* antiguo (Broecker, 2006; Denton *et al.*, 2010).

Pero después del *Oldest Dryas* o *Dryas* antiguo hubo un brusco calentamiento y en pocas décadas la temperatura se situó a un nivel similar al actual. Esta fase se ha denominado Bølling/Allerød (15 - 13 ka) y causó un retroceso generalizado de los mantos Laurentino y Finoescandinavo (Broecker, 2006; Broecker, *et al.*, 2010; Denton *et al.*, 2010).



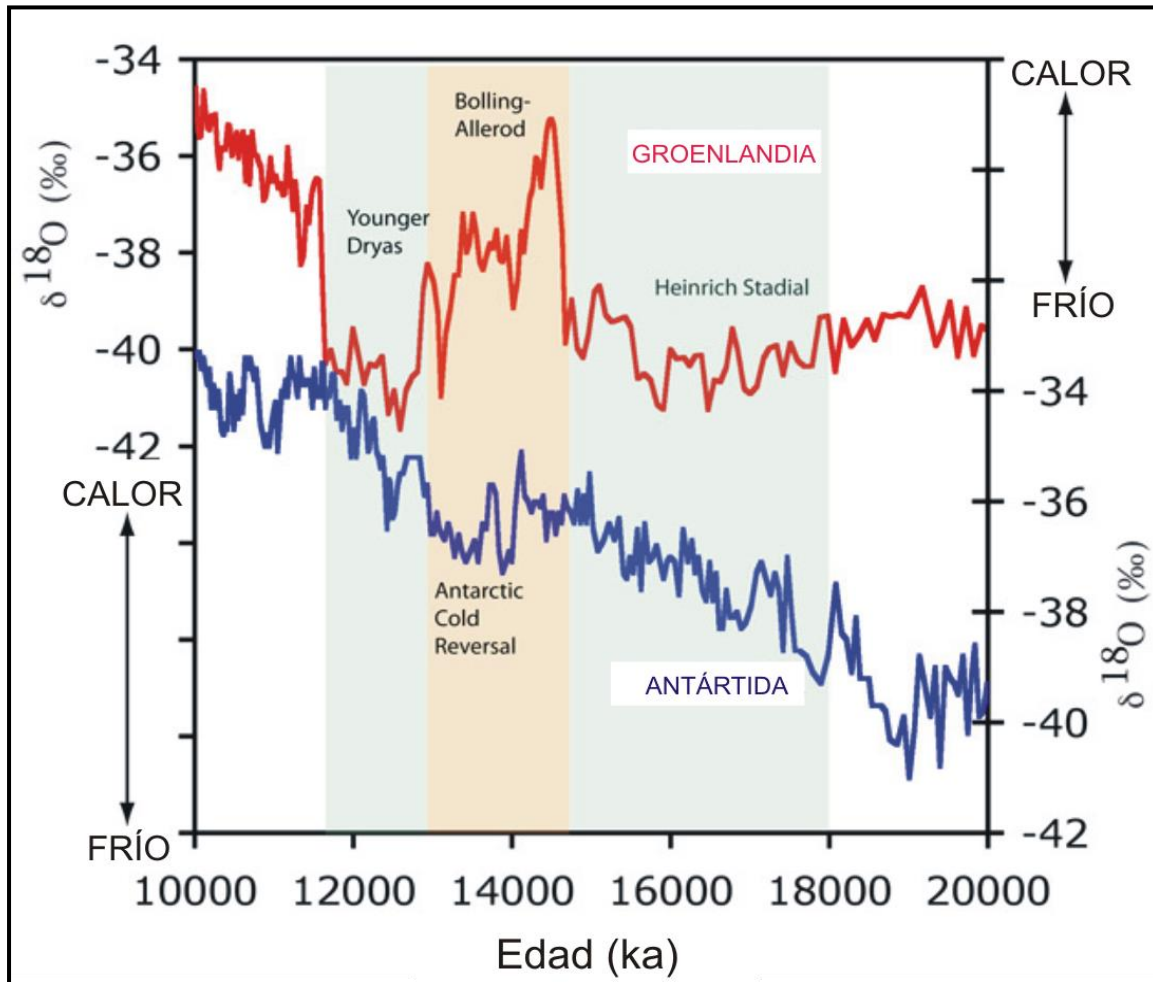
**Fig 266.** Variabilidad del clima polar (hemisferio norte) y tropical durante el último ciclo glacial. La reconstrucción de la Cuenca marina de Cariaco (Venezuela) se basa en la reflectancia de los sedimentos y la de Groenlandia en el análisis del isótopo  $^{18}\text{O}$  del hielo (Uriarte, 2010).

Las temperaturas en el hemisferio septentrional volvieron a descender súbitamente entre el 13 y 11,7 ka. Este episodio es el *Younger Dryas* y según la hipótesis más aceptada fue el resultado de la entrada masiva y repentina de agua dulce al Atlántico Norte desde el Lago Agassiz, como consecuencia de la fusión parcial del manto Laurentino durante la fase cálida Bølling/Allerød. La descarga probablemente ocasionó una reducción de la salinidad y densidad del agua superficial y debilitó el mecanismo de hundimiento y producción de agua profunda (Broecker, 2006; Broecker, *et al.*, 2010; Denton *et al.*, 2010).

Sin embargo, el clima evolucionó de diferente manera en el hemisferio sur. En la Antártida, la temperatura ascendió gradualmente durante el intervalo 18 ka - 14,5 ka y a partir del 14,5 ka se registró un súbito y fuerte descenso térmico, conocido como *Antarctic Cold Reversal* (ACR), que duró hasta el 12,7 ka momento en que tuvo lugar un nuevo y pronunciado ascenso térmico (Fig. 267).

En el marco de los Andes Centrales, las evidencias de expansiones glaciares asociadas a eventos frías anteriores al Último Máximo Glacial (UMG; intervalo 26 - 19 ka; Clark *et*

al., 2009), se concentran en las cordilleras húmedas. Esta distribución sugiere que no hubo avances relacionados con fases previas al UMG en la Cordillera Occidental o que en el caso de que se hubiesen producido es probable que las morrenas hayan sido erosionadas durante avances glaciares del Pleistoceno Tardío.



**Fig. 267.** Asincronía interhemisférica o *Bipolar seesaw* durante la deglaciación. Arriba se muestra la serie isotópica del Oxígeno de Groenlandia y abajo la serie isotópica del hidrógeno de la Antártida (Oppo y Curry, 2012).

Sin embargo, no debe descartarse que todavía no hayan sido cartografiados y datados todos los depósitos de esas épocas porque en la Cordillera Occidental faltan numerosas áreas por estudiar. Otra posibilidad es que dichos registros hayan sido destruidos o sepultados por el material emitido en las erupciones volcánicas ya que las áreas de estudio, salvo Santa Rosa, son estratovolcanes que exhiben, en mayor o menor medida, indicios de actividad reciente. También se debe considerar que estos edificios pudieron situarse por debajo de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) durante esos episodios glaciares, al encontrarse en



proceso de construcción, por lo que su impacto en las masas de hielo pudo ser mínimo o inexistente.

Desde una perspectiva paleoclimática, un contraste espacial tan marcado aparentemente apoya la hipótesis propuesta por Hastenrath (1971), Klein *et al.* (1999) y Amman *et al.* (2001) de que las masas de hielo de los Andes Centrales responden a diferentes mecanismos de forzamiento climático. La ausencia de morrenas antiguas en la Cordillera Occidental demuestra que el comportamiento de los glaciares de este ámbito estuvo sujeto fundamentalmente, como sucede en el presente, a las fluctuaciones de humedad. Por el contrario, su presencia en los sistemas montañosos con elevadas precipitaciones indica que los glaciares se mostraron más sensibles a las variaciones de la temperatura. Así que puede deducirse que los cambios que se registraron durante esos periodos en el clima fueron fundamentalmente térmicos y que la humedad en los Andes Centrales no experimentó fluctuaciones significativas.

En cambio, las edades relacionadas con el Último Máximo Glacial (UMG; intervalo 26 - 19 ka; Clark *et al.*, 2009) son más numerosas y se distribuyen ampliamente por la mayoría de los enclaves montañosos analizados, lo que significa que las masas de hielo centroandinas experimentaron en ese periodo una expansión generalizada y significativa.

Sin embargo, el análisis de las fechas de todas las cadenas montañosas indica que la Máxima Expansión Glaciar (MEG) en los Andes Centrales no fue sincrónica con el Último Máximo Glacial (UMG). Por un lado, se observan enclaves, como el valle de Rurec (Cordillera Blanca; Farber *et al.*, 2005) y los valles situados al este del lago Junin (Seltzer *et al.*, 2000, 2002; Smith *et al.*, 2005), donde el MEG precede en varios miles de años al UMG.

Por otro lado, existen ámbitos en los que las edades del UMG si coinciden con el MEG, como el volcán Coropuna (Cordillera Occidental; Bromley *et al.*, 2009), el valle de Huancho (Cordillera Huayhuash; Hall *et al.*, 2009), la cordillera de Cochabamba (Cordillera Oriental; Kull *et al.*, 2008), los valles de San Francisco y del río Suturi (Cordillera Oriental; Zech *et al.*, 2007), el valle de Huara Loma (Cordillera Oriental; May *et al.*, 2007) y el valle del Zongo (Cordillera Oriental; Smith *et al.*, 2005).

Mientras que un elevado número de fechas sugieren que el MEG, tanto en los Andes Centrales húmedos como en los áridos, resulta contemporáneo con los eventos fríos

posteriores al Último Máximo Glacial (UMG) de los Hemisferios norte y sur. Así en unos casos las edades son coherentes con el *Heinrich 1* (H1), y en otros con el Younger Dryas (YD) o con la inversión fría de la Antártida (*Antartic Cold Reversal*; ACR). Ejemplos de este tipo son los del volcán HualcaHualca (Cordillera occidental; Presente Trabajo), el volcán Coropuna (Cordillera occidental; Bromley *et al.*, 2009; Úbeda, 2011), el volcán Sajama (Cordillera occidental; Smith *et al.*, 2009), el Cerro Tunupa (Blard *et al.*, 2013), el valle Laguna Baja (Cordillera Blanca; Farber *et al.*, 2005), los valles Jeullesh y Tuco (Cordillera Blanca; Glasser *et al.*, 2009), los valles de Jahuacocha, Mitococha y Carhuacocha (Cordillera Huayhuash; Hall *et al.*, 2009), Glaciar de Quelccaya (Cordillera Oriental; Kelly *et al.*, 2012), el valle de Huara Loma (Cordillera Oriental; Zech *et al.*, 2007) y el nevado Illimani (Cordillera Oriental; Smith *et al.*, 2011).

Además, numerosas fechas correspondientes con *reavances* o fases de estabilización también concuerdan con las fases *Heinrich 1* (H1), el *Younger Dryas* (YD) o la inversión fría de la Antártida (*Antartic Cold Reversal*; ACR). Esto sucede en el volcán HualcaHualca (Cordillera occidental; Presente Trabajo), el volcán Coropuna (Cordillera occidental; Bromley *et al.*, 2009, 2011; Úbeda, 2011), el cordón de Doña Rosa (Cordillera occidental; Zech *et al.*, 2007), el cerro Tunupa (Cordillera Occidental; Blard *et al.*, 2013), los valles Jeullesh y Tuco (Cordillera Blanca; Glasser *et al.*, 2009), los valles Jahuacocha y Carhuacocha (Cordillera Huayhuash; Hall *et al.*, 2009), los valles al este del lago Junin (Smith *et al.*, 2005), las cabeceras entre las cuencas de los ríos Marañón y Huallaga (Cordillera oriental; Rodbell, 1993), el glaciar de Quelccaya (Cordillera oriental; Clapperton, 1997; Kelly *et al.*, 2012), la Cordillera de Cochabamba (Cordillera oriental; Kull *et al.*, 2008), los valles de San Francisco, el río Suturi y Huara Loma (Cordillera oriental; Zech *et al.*, 2007; May *et al.*, 2011), el valle Milluni (Cordillera Oriental; Smith *et al.*, 2005), o las Cordilleras Real y Apolobamba (Cordillera Orietal; Clapperton, 1997).

También es destacable la existencia de diacronías, como la observada en el MEG entre los valles del HualcaHualca, en otros enclaves montañosos tales como el volcán Coropuna (Cordillera Occidental; Úbeda, 2011), el volcán Sajama (Cordillera Occidental; Smith *et al.*, 2009), el Cerro Tunupa (Cordillera Occidental; Blard *et al.*, 2013), los valles Cojup, Llaca, Queshgue y Rurec (Cordillera Blanca; Farber *et al.*, 2005), los valles de Jahuacocha, Mitococha, Carhuacocha y Huancho (Cordillera Huayhuash; Hall *et al.*, 2009), los valles

de San Francisco, Río Suturi y Huara Loma (Cordillera Oriental; Zech *et al.*, 2007) y entre los valles próximos al lago Junin (Smith *et al.*, 2005).

La dispersión de las edades relacionadas con la Última Expansión Glaciar (UEG), la existencia de diacronías locales y la presencia de *reavances* significativos post-UMG implica que hubo una reacción desigual de los glaciares de la Cordillera Centroandina a la sucesión de eventos fríos globales que se manifestaron durante el último ciclo glacial y en la transición entre éste y el Holoceno.

En este sentido, el elevado número de morrenas de la Máxima Expansión Glaciar MEG cuyas edades coinciden con los episodios *Heinrich 1* (H1), el *Younger Dryas* (YD) o la inversión fría Antártica (*Antartic Cold Reversal*; ACR), sugiere que estos eventos tuvieron una mayor repercusión en el balance de masa de los glaciares centroandinos que el Último Máximo Glacial (UMG).

Su impacto probablemente provocó un acusado y rápido *superávit* de hielo en las áreas de acumulación, lo que permitió que se desencadenaran avances de gran entidad que destruyeron las morrenas formadas durante el UMG o que generaron morrenas poligénicas. Este escenario encaja con el modelo paleoclimático elaborado por Kull *et al.*, (2008), en el que sostiene que el clima de los Andes Centrales durante el periodo 25 - 18 ka era demasiado árido como para que los glaciares ampliaran su extensión de forma significativa.

Como complemento a la explicación anterior, se ha comprobado que diversos factores locales como la orientación, la topografía, las características geomorfológicas del valle o de cada edificio volcánico, efectos del sombreado del relieve y las dimensiones de la cabecera pueden desempeñar un papel determinante y producir anomalías en los avances, pues poseen la capacidad de amplificar o reducir la magnitud de la expansión de los flujos de hielo.

Los hechos que se han planteado contradicen por completo la hipótesis de Seltzer *et al.*, (2000); Seltzer *et al.*, (2002) y Smith *et al.* (2005) en la que postulan que la Máxima Expansión Glaciar (MEG) se produjo varios miles de años antes en los Andes tropicales que a escala global. Para llegar a esa conclusión estos autores comparan sus resultados (dataciones de morrenas con los isótopos  $^{10}\text{Al}$  y  $^{10}\text{Be}$ ) exclusivamente con los eventos fríos del hemisferio norte. Pero este procedimiento resulta incorrecto porque establecen

conclusiones paleoclimáticas regionales y/o globales a partir del comportamiento de glaciares individuales sin evaluar si sus cronologías son consistentes con las de los ámbitos centroandinos donde se han desarrollado trabajos similares.

Además, sin un modelo de escala estándar regional con el cual calibrar adecuadamente la tasa de producción *in situ* de los radionucléidos en los Andes Centrales, es más complicado reconstruir con precisión la evolución que han experimentado los glaciares y plantear escenarios paleoclimáticos fiables. Numerosos trabajos recientes demuestran que las edades de exposición a la radiación cósmica envejecen o rejuvenecen si se aplican diferentes sistemas de escala. Por ejemplo, esta cuestión se pone en evidencia en el Coropuna (Bromley *et al.*, 2009 y Bromley *et al.*, 2011) y en los valles Jeullesh y Tuco (Cordillera Blanca; Glasser *et al.*, 2009) con diferencias que oscilan entre el 15 y el 20 %. Así que, se considera que es precipitado llegar a la conclusión de Seltzer *et al.*, (2000); Seltzer *et al.*, (2002) y Smith *et al.* (2005) sin contrastar previamente los resultados de los estudios locales con los datos regionales y sin solucionar los problemas relacionados con los métodos cosmogénicos.

Otras limitaciones ligadas al método cosmogénico que pueden contribuir a explicar la amplitud cronológica de los avances glaciares que presenta la Cordillera Centroandina, son los procesos que afectan a las morrenas tras su génesis. De ellos, el más frecuente es la exhumación de bloques debido a la degradación del depósito.

La exposición reciente de bloques a la radiación cósmica tiende a subestimar la edad del depósito y pueden formularse interpretaciones erróneas. No obstante, sus efectos pueden reducirse notablemente si se toman muestras en diferentes bloques de la morrena y se descartan las fechas más jóvenes que se desvían significativamente del promedio. En este sentido, según Putkonen y Swanson (2003), son necesarios al menos 7 bloques para calcular la edad real de una morrena individual.

Un problema similar, aunque menos frecuente, al menos en las cordilleras áridas, surge cuando la superficie de los bloques presentan signos de erosión. Esto significa que una proporción del cosmonuclido acumulado en la superficie del bloque desde el instante de su exposición ha desaparecido, por lo que también se subestima la edad de los depósitos glaciares. Cuantificar esas pérdidas resulta más difícil a medida que aumenta la antigüedad

de la muestra, y por lo tanto se eleva la incertidumbre para determinar el periodo de formación de la morrena.

Por el contrario, los resultados relacionados con la deglaciación son más consistentes y revelan que su inicio se produjo hace 13 - 10 ka de forma sincrónica en todo el territorio centroandino. Esta pauta uniforme sugiere que la acumulación en las cabeceras de los glaciares disminuyó de forma drástica y simultánea, como consecuencia de un aumento sustancial de las temperaturas, marcados descensos en la cantidad de precipitaciones o por una combinación de ambas. El resultado es un balance de masa negativo constante desde entonces, que ha generado un retroceso intenso de los glaciares desde sus posiciones más avanzadas durante el UMG, e incluso su desaparición de numerosas áreas como en los valles situados al este del lago Junin o en las cabeceras de las cuencas Marañón y Huallaga (Cordillera Oriental).

*4.4.3.4. Marco paleoclimático de los Andes Centrales deducido a partir de proxies o indicadores paleoambientales regionales.*

*- Evidencias paleoclimáticas en los Testigos de hielo centroandinos.*

Durante las últimas décadas se han extraído núcleos de hielo o *ice cores* en los nevados Huascarán (Cordillera Blanca), Sajama (Cordillera Occidental) e Illimani (Cordillera Oriental). Estos registros resultan de gran interés porque proporcionan datos de elevada resolución para reconstruir la historia paleoclimática de los últimos 25.000 años en tres enclaves de la Cordillera Centroandina con características climáticas contrastadas (Fig. 268).

En el Sajama, Thompson *et al.* (1998) extrajo 4 testigos de hielo de los cuales 2 tienen un espesor de 130 m y comprenden todo el glaciar desde la superficie hasta la base. Las otras 2 muestras alcanzan una menor profundidad y fueron utilizadas para completar el estudio.

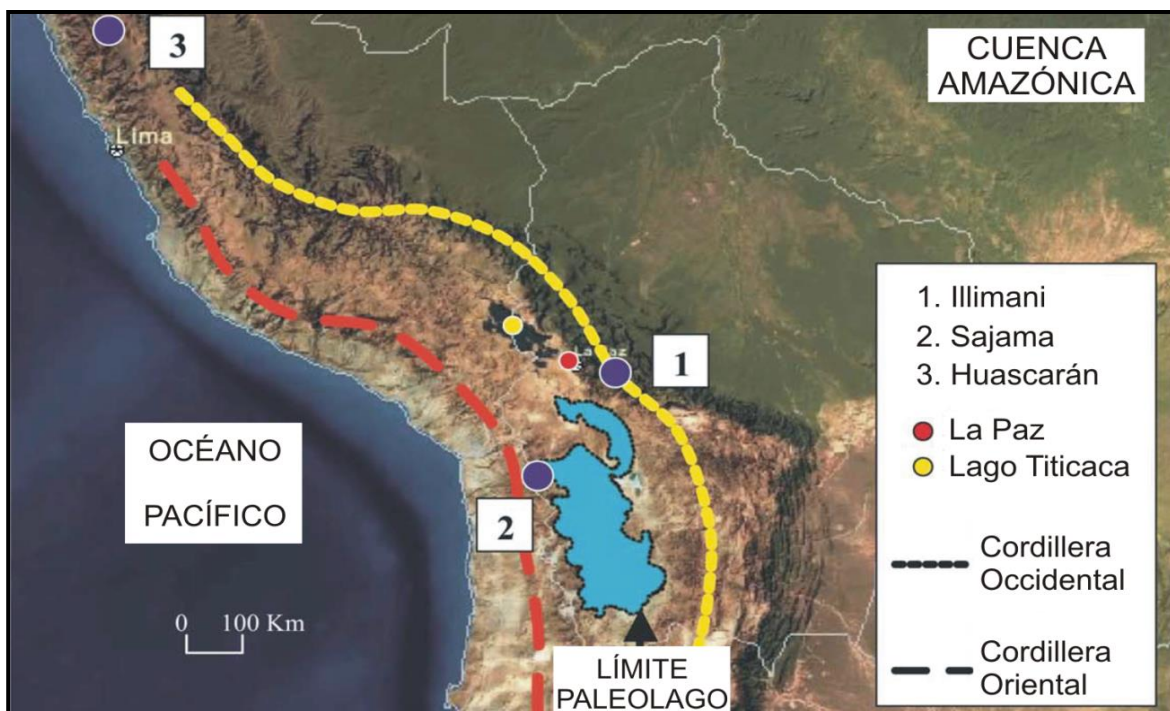
El método empleado en su trabajo se focaliza en el análisis del isótopo del  $^{18}\text{O}$  y la concentración de partículas de polvo y aniones ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ ). Además, la presencia de abundantes restos orgánicos (insectos, restos del género vegetal *Polylepis* etc.) en determinados intervalos del núcleo de hielo resultaron esenciales para efectuar dataciones con C-14. La combinación de toda esta información permitió a Thompson *et al.* (1998)



establecer la siguiente reconstrucción paleoambiental en la Cordillera Occidental Centroandina:

- 25 - 22 ka. El agotamiento de la acumulación de  $^{18}\text{O}$ , las bajas concentraciones de aniones y las elevadas tasas de acumulación de polvo indican que las condiciones ambientales durante el periodo 25 - 22 ka fueron frías y húmedas. Thompson *et al.* (1998) asocia este escenario con la fase húmeda denominada Minchin y la formación de paleolagos en el altiplano. Según sus cálculos la temperatura durante este periodo, que coincide con el Último Máximo Glacial Global, descendió del orden de  $8^\circ$  a  $12^\circ$  C en la Cordillera Centroandina.

- 22 - 21 ka. El incremento sustancial de la cantidad de  $\text{Cl}^-$  y la escasez de  $\text{SO}_4^{2-}$  evidencian que la aridez se incrementó en la Cordillera Centroandina. Los paleolagos comenzaron a desecarse, proceso que alcanzó su punto álgido hace 21 ka. Sin embargo, poco después, la tendencia cambió y el volumen de agua de los sistemas lacustres volvió a aumentar.



**Fig. 268.** Localización de los núcleos de hielo extraídos en los Andes Centrales. El testigo del Sajama (2) refleja la historia paleoclimática desde hace 25 ka en la Cordillera Occidental, donde impera la aridez, mientras que los del Illimani (1) y Huascarán (3) aportan evidencias sobre la evolución ambiental de los últimos 18 ka en la Cordillera Oriental que se caracteriza por presentar precipitaciones elevadas (Modificado de Ramírez *et al.*, 2003).

- 21 - 13 ka. Las reducidas concentraciones de aerosoles en la capa de hielo del Sajama indican una elevada concentración de humedad ambiental. Después, se elevan sustancialmente los niveles de polvo y aniones lo que significa que el clima de la región evolucionó hacia unas condiciones secas y cálidas. De hecho, en el periodo 15,5 - 14,0 ka se alcanza el pico más cálido de toda la secuencia (25.000 años).

- 13 - 12 ka. Se produce un enfriamiento climático súbito y pronunciado, conocido como *Deglaciation Climatic Reversal*, similar al evento *Younger Dryas* (13 - 11,7 ka) del hemisferio norte. El declive térmico estuvo acompañado por un incremento de las precipitaciones lo cual se infiere al detectarse un descenso significativo de la proporción de polvo y aerosoles en la capa de hielo. Esta evidencia coincide con los registros de la Antártida pero es inconsistente con los datos de Groenlandia en los que se observa todo lo contrario. Una interpretación para explicar su contraste sugiere que el aumento de la carga de polvo en Groenlandia se debe a la movilización, durante el *Younger Dryas*, de la harina glaciár generada durante las fluctuaciones de los grandes mantos de hielo Laurentino y finoescandinavo.

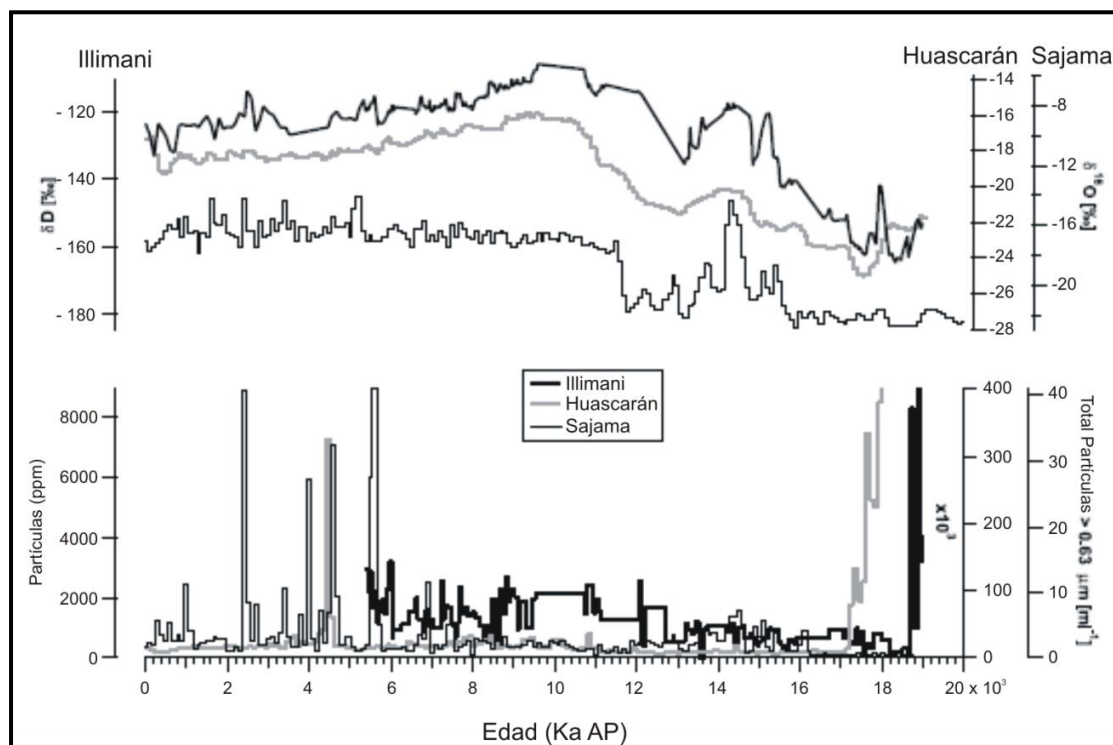
- 12 - 11,5 ka. Las condiciones frías no variaron hasta hace 11,5 ka cuando se registra una señal de ascenso en la cantidad de aniones y en la curva de  $^{18}\text{O}$ , que se traduce en un calentamiento súbito y pronunciado que marca el inicio del Holoceno. Pero a partir de 10 ka, esos niveles se estabilizan y la temperatura no registró cambios significativos.

Posteriormente, Ramírez *et al.*, (2003) analiza los mismos parámetros en el glaciár del nevado Illimani y observa que sus registros resultan consistentes con los del Huascarán pero, por el contrario, no son coherentes con los que proceden del Sajama (Fig. 269). La existencia de diferencias entre los núcleos de hielo del Illimani y Sajama resulta peculiar porque la distancia entre ellos es reducida.

Una de las diferencias más significativas es que la concentración del isótopo  $^{18}\text{O}$  se elevó de forma pronunciada hace 18 ka en los nevados Huascarán e Illimani, mientras que en el Sajama su proporción permaneció baja hasta 16 ka momento en el que comenzó a ascender. Otra tendencia interesante es la evolución de las partículas de polvo. El Huascarán y el Illimani presentan niveles máximos en torno a 18 ka, probablemente asociados con la degradación del sustrato sobre el cual se asienta el glaciár ante la falta de

evidencias sólidas suficientes que justifiquen la hipótesis de un incremento de la aridez en la Cuenca Amazónica. Esta explicación justificaría que la tasa de acumulación fue siempre baja en el Sajama e incluso que no se produjese ninguna acumulación durante algunos periodos hasta el Holoceno.

También se observa que la proporción de  $^{18}\text{O}$  en el archivo del Sajama es más alta que en los núcleos del Huascarán y Illimani durante la fase *Deglaciación Cold Reversal* (14 - 12 ka). Esta anomalía, respecto a los registros del Huascarán e Illimani, evidencia una inversión hacia condiciones glaciales en el Sajama y su entorno durante ese evento. Si se comparan los registros de esa época con las regiones polares, resulta que los niveles isotópicos del Huascarán e Illimani se asemejan a los de la Antártida pero los del Sajama son afines a los que presenta Groenlandia. No obstante, la escasez de dataciones absolutas en los núcleos de hielo impide definir con precisión si el episodio *Deglaciación Cold Reversal* se produjo en sincronía con el *Younger Dryas* del Atlántico Norte o con el *Antartic Cold Reversal* (ACR) del polo sur.



**Fig. 269.** Tendencia del isótopo  $^{18}\text{O}$  y de las partículas de polvo en los testigos de hielo del Huascarán, Illimani y Sajama durante los últimos 20 ka. Es destacable el pronunciado aumento de la concentración de polvo del Huascarán e Illimani hace 18 - 17,5 ka. También resultan significativos los niveles de  $^{18}\text{O}$  en el Sajama hace 18-16 ka y durante el intervalo 13-11,7 ka, pues en ambos periodos se registran notables descensos de su concentración que indican una vuelta a condiciones glaciales, a diferencia del Huascarán y el Illimani. Los dos intervalos coinciden con los eventos fríos *Heinrich 1* (H1) y *Younger Dryas* (YD) del hemisferio norte o el *Antartic Cold Reversal* (ACR) del polo sur (Modificado de Ramírez *et al.*, 2003).

La última etapa glacial y el Holoceno Temprano están representados en el Sajama por una sección de hielo de 30 m. Sin embargo, ese mismo periodo abarca en los núcleos del Huascarán e Illimani un espesor de 5 m. Según Thompson *et al.* (1998), el mayor ritmo de acumulación de hielo en el Sajama guarda una elevada correlación con las expansiones que experimentaron los paleolagos del altiplano.

Ramírez *et al.*, (2003) interpreta que el Sajama estuvo durante el episodio *Deglaciacion Cold Reversal* bajo la influencia de masas de aire húmedas del Océano Pacífico asociadas al desplazamiento hacia el norte del sistema de circulación del oeste (westerlies), como consecuencia de un súbito y acentuado enfriamiento en la Antártida.

- *Evolución de los Paleolagos del altiplano centroandino.*

Los paleolagos son proxies o archivos paleoclimáticos útiles y fehacientes para reconstruir con precisión la evolución de las temperaturas y especialmente de las precipitaciones. En el altiplano centroandino se conservan evidencias sólidas de la formación de extensos y profundos cuerpos de agua, que resultan fundamentales para reconstruir con detalle las condiciones paleoambientales del último ciclo glacial y de la transición al Holoceno.

De hecho, estos registros han sido incluidos recientemente en estrategias para determinar con mayor precisión la evolución de los glaciares. Un ejemplo es el trabajo desarrollado por Blard *et al.*, (2009) en el valle de Chalchala (volcán Tunupa), situado en el interior del Salar de Uyuni, en el que combina el uso del cosmonucleído  $^3\text{He}$  y las edades de los depósitos lacustres correspondientes a las antiguas orillas del paleolago Tauca para seleccionar el sistema de escala de Stone, 2000/Dunai, 2001 o el de Lifton *et al.*, 2005.

Con este criterio Blard *et al.*, (2009) concluye que el modelo más adecuado para fijar las cronologías glaciares es el de Stone, 2000/Dunai, 2001 y así establece 4 fases glaciares. La más antigua fue una pulsación positiva que se produjo hace 27,1 ka. La segunda fase, datada en 18 - 15,6 ka, se corresponde con la última gran extensión local del hielo. Después la lengua de hielo sufre un retroceso hace 15,6 - 13 ka, deducido de fechamientos en umbrales rocosos. Y en la última etapa, que tuvo lugar entre 13,2 y 12,3 ka, el glaciar experimenta un *reavance* o una fase de estabilización.

Las edades cosmogénicas de la última gran extensión local del hielo coinciden con la formación del paleolago Tauca, datado en 17-15 ka, mientras que el *reavance* o fase de

estabilización de hace 13,2 y 12,3 ka resulta sincrónico con la transgresión del paleolago Coipasa (13 - 12 ka), lo que sugiere una respuesta simultánea de los glaciares y paleolagos a un forzamiento climático externo.

Los resultados del trabajo de Blard *et al.*, (2009) sugieren el siguiente escenario paleoclimático:

1. Predominio de la aridez y del frío en el altiplano entre 21 y 18 ka. La escasa humedad y las bajas temperaturas tuvieron un impacto moderado en el balance de masa del glaciar de volcán Tunupa.
2. Cambio drástico de las condiciones ambientales hace 18 ka, debido esencialmente a un incremento masivo de la humedad (fase Tauca). El clima húmedo (precipitaciones 120 - 400 mm más elevadas) y frío (descenso estimado en 6° - 7° C) persistió hasta 15 ka y se correlaciona con el evento *Heinrich 1* del Atlántico Norte.
3. El retroceso de los glaciares iniciado hace 15 ka, se debe a un descenso significativo de la humedad y un calentamiento del clima asociado con el interestadial Bølling/Allerød del hemisferio norte.
4. El *reavance* o fase de estabilización registrada hace 13,2 y 12,3 ka evidencia una nueva advección masiva de humedad aunque de menor magnitud (fase Coipasa) que la fase Tauca. Este cambio ambiental se relaciona con el evento *Younger Dryas* del Atlántico Norte.

El debate sobre el mecanismo que condujo la humedad desde el Océano Atlántico a la Cordillera Centroandina hace 18 - 15 ka y 13,2 - 12,3 ka continúa abierto. La hipótesis más aceptada apunta a un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), como consecuencia de un incremento significativo de la extensión de la banquisa marina en el polo norte debido a la desaceleración o interrupción de la corriente termohalina. No obstante, en este planteamiento falta aclarar por qué ese reajuste en el sistema de circulación atmosférico no se produjo durante el Último Máximo Glacial Global.

Pero a falta de resolver ciertas incógnitas, las cronologías del trabajo desarrollado por Blard *et al.*, (2009) muestran un estrecho vínculo entre la evolución de los paleolagos y los



glaciares que a su vez resulta coherente con la dinámica climática del Atlántico Norte durante la transición del Último Máximo Glacial Global al Holoceno.

En el lago Titicaca, Fritz *et al.* (2010) extrae núcleos sedimentarios y efectúa un análisis sedimentológico y geoquímico para reconstruir la evolución del clima en el altiplano. De esta manera, en los núcleos sedimentarios diferencia dos tipos de capas:

- Lodos masivos y groseros grises, depositados por corrientes densas y turbias, que presentan una elevada susceptibilidad magnética. Su origen se asocia a periodos glaciares húmedos durante los cuales el lago era profundo y experimentaba desbordamientos. En estas condiciones, la precipitación de carbonato cálcico era escasa y abundan los sedimentos alóctonos.
- Niveles sedimentarios finos de lodos ricos en carbonatos y diatomeas plantónicas, formados durante los periodos interglaciales áridos en los que la salinidad se incrementa, precipitan abundantes concentraciones de carbonato cálcico y predomina la fracción de partículas de naturaleza pelágica.

Según la interpretación de Fritz *et al.* (2010), los eventos húmedos generaban balances de masa positivos en los glaciares así que la carga sedimentaria transportada por la red fluvial se incrementaba y en consecuencia una elevada cantidad de material detrítico se depositaba en las cuencas como la del lago Titicaca. Por el contrario, los eventos áridos ocasionaban una contracción drástica del área de acumulación de los glaciares y un descenso de la escorrentía, que se traducían en tasas de sedimentación más reducidas en el lago Titicaca.

La alternancia de capas sedimentarias terrígenas y pelágicas indica una elevada variabilidad ambiental de escala milenaria en el lago Titicaca. Además, la reconstrucción deducida a partir de ellas muestra una correlación razonable con los registros de las cuevas de Botuverá (SE de Brasil) y Paraiso (E de la Cuenca Amazónica), los resultados de los análisis sedimentarios marinos del NE de Brasil y los datos de Groenlandia e induce a Fritz *et al.* (2010) a apoyar el postulado que sugiere una conexión entre los episodios húmedos producidos en la región centroandina durante el Pleistoceno Tardío y los eventos fríos del Atlántico Norte.

Esta hipótesis se refuerza con nuevas evidencias que proceden de la cuenca endorreica del lago Titicaca. Entre ellas destacan las cronologías que aporta Blard *et al.* (2011) de los

ciclos lacustres mediante la datación de los depósitos lacustres asociados con las antiguas orillas de los paleolagos del altiplano tras aplicar los métodos  $^{14}\text{C}$ , U / Th,  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ .

Los resultados permiten a Blard *et al.* (2011) proponer la siguiente secuencia lacustre:

- Ciclo Sajsi: episodio húmedo registrado durante el intervalo 25 - 19 ka. Su punto álgido sucede hace 23 ka cuando se estima que el lago, deducido de la posición de los depósitos de la orilla relacionados con ese periodo, alcanzó una profundidad de 15 m en el centro de la cuenca del Salar de Uyuni.

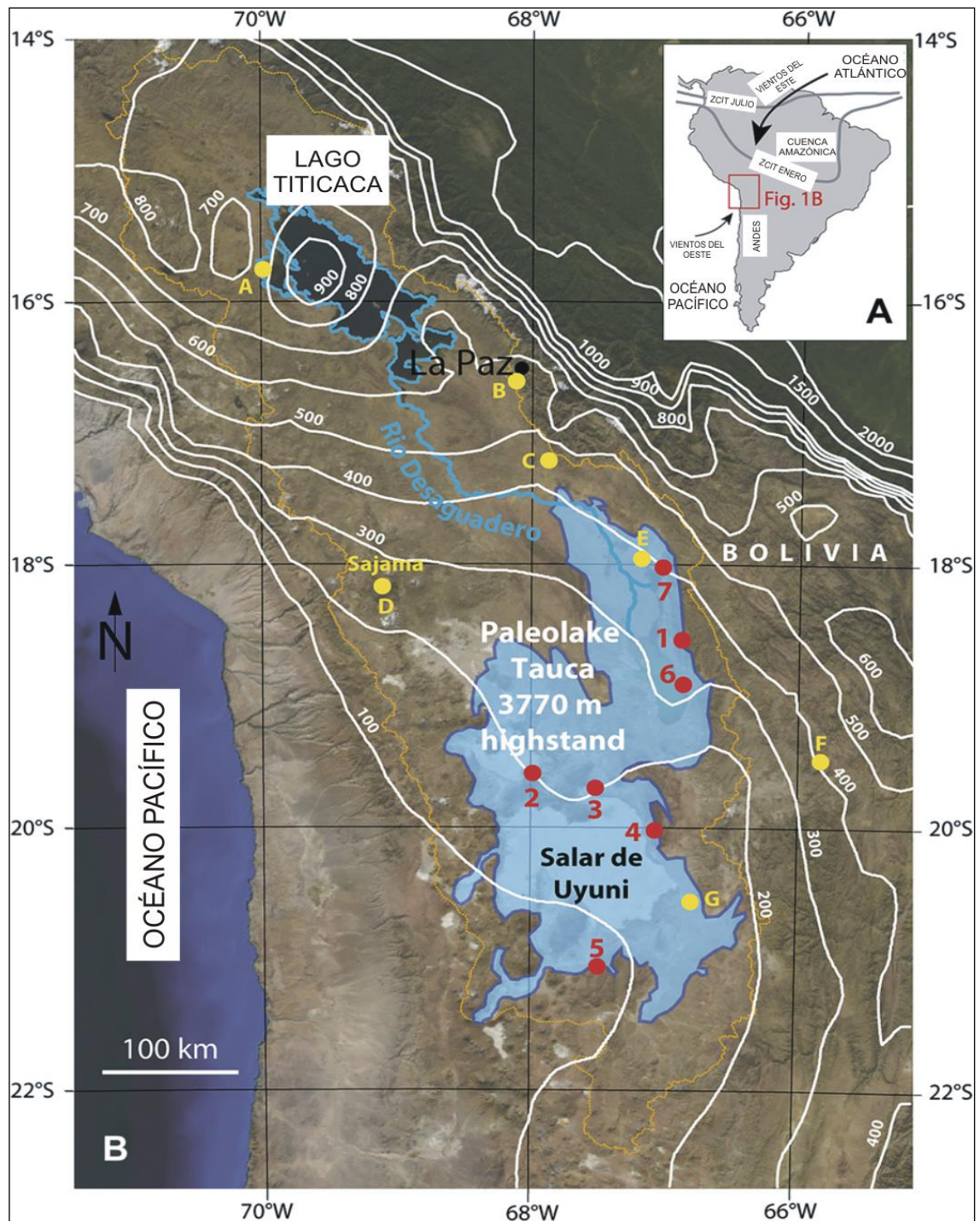
- Ciclo Tauca: ciclo húmedo que se inició hace 18,5 ka y que finalizó hace 14 ka. Al inicio el ritmo de la transgresión de los lagos fue lento pero la expansión se aceleró a partir del 17-17,5 hasta que la lámina de agua alcanzó su pico máximo hace 16 - 14,5 ka. Se estima que en ese momento, el sistema lacustre tuvo una profundidad máxima aproximada de 120 m y una superficie de 52.000 km<sup>2</sup>. La regresión del sistema lacustre, más difícil de determinar, comenzó hace 14,2 - 13,8 ka y se caracterizó por ser rápida estimándose un marcado descenso de su nivel en menos de 500 años (Fig. 270; 271).

- Ciclo Coipasa: fase húmeda que ocurrió entre 13,3 ka y 12,5 ka, en la que el sistema lacustre del altiplano volvió a expandirse y la lámina de agua llegó a una profundidad máxima de 45 m. Se estima que este ciclo duró 1000 años y que la regresión de los paleolagos culminó hace 11,5 ka. Desde esta fecha no han vuelto a registrarse más eventos húmedos en el altiplano centroandino y el régimen árido ha persistido en el territorio hasta la actualidad.

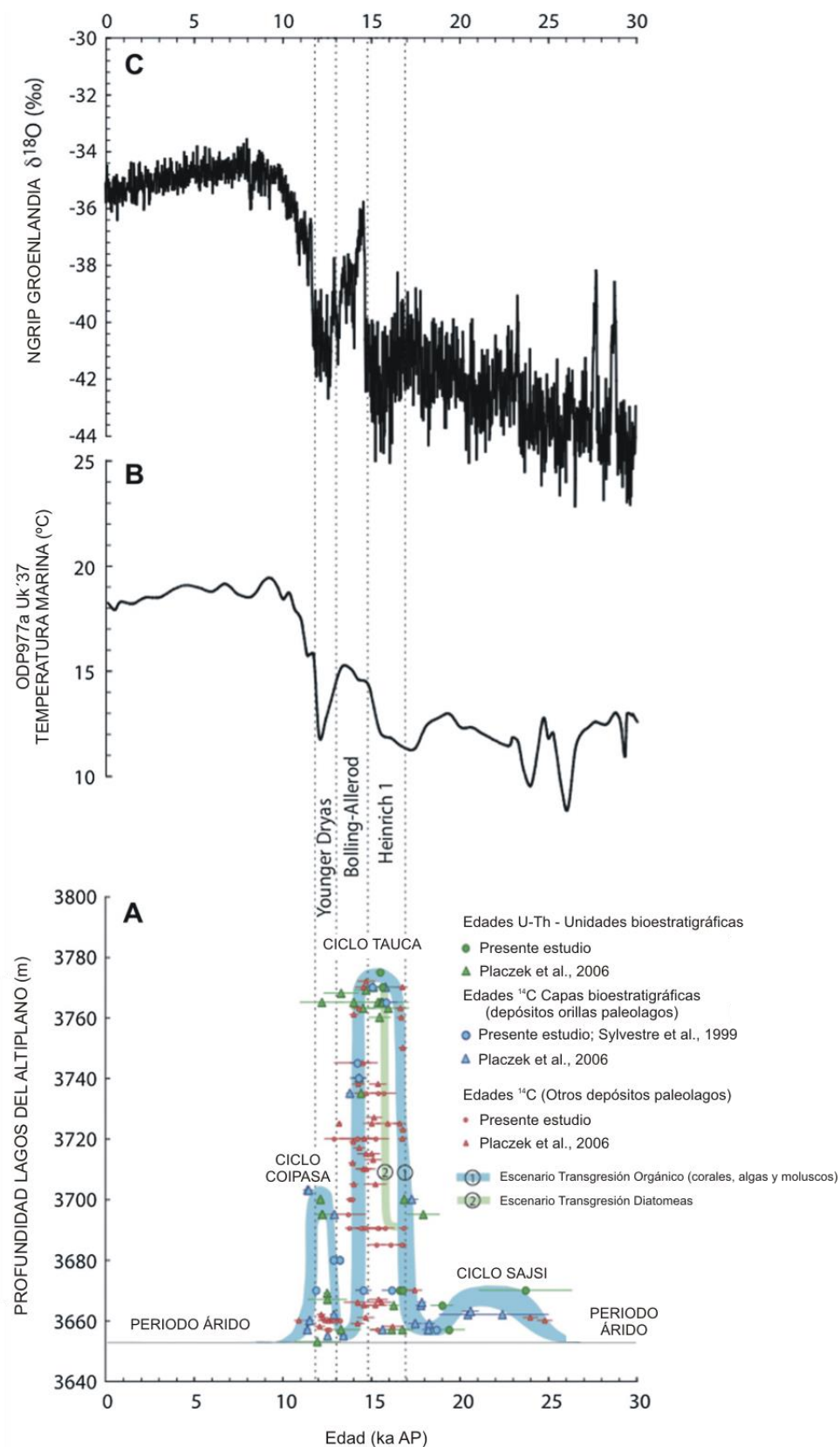
Las cronologías de los ciclos lacustres del altiplano de Blard *et al.* (2011) evidencian variaciones significativas en las condiciones ambientales de la Cordillera Centroandina durante el Pleistoceno Tardío y presentan una correlación temporal directa con los estadales e interestadales producidos en el Atlántico Norte así como con los datos térmicos deducidos del hielo de Groenlandia.

Pero Blard *et al.* (2011) observa que los interestadales preceden en ~ 500 años a la desaparición de los paleolagos, un desfase que se asocia con que la evaporación total del paleolago Tauca requirió de 100 a 500 años. Este retraso permite a Blard *et al.* (2011) plantear la idea de que las fluctuaciones drásticas en el ciclo hidrológico del altiplano no

son precursoras de los cambios climáticos globales sino que resultan de forzamientos climáticos globales que generan cambios en los patrones atmosféricos a escala continental.



**Fig. 270.** Reconstrucción de la extensión del paleolago Tauca. El contorno naranja marca el límite de la cuenca endorreica. Las curvas de nivel de tono blanco representan las precipitaciones anuales en la actualidad. Los puntos rojos indican las áreas muestreadas por Blard *et al.* (2011) y los amarillos la localización de las estaciones meteorológicas. Arriba, en la esquina superior derecha, se muestra un esquema de los principales elementos de la circulación atmosférica en el presente sobre Suramérica (modificado de Blard *et al.* 2011).



**Fig. 271.** Correlación entre las cronologías de los ciclos húmedos del altiplano centroandino (fases Sajsi, Tauca y Coipasa), con la evolución de la temperatura superficial marina del Atlántico Norte y el registro isotópico del hielo de Groenlandia. Cabe subrayar que los dos episodios más importantes (Tauca y Coipasa) resultan sincrónicos a los eventos fríos *Heinrich 1* y *Younger Dryas* (modificado de Blard *et al.* 2011).

Respecto al mecanismo que hizo posible la llegada masiva de humedad al altiplano, Blard *et al.* (2011) también sostiene que el más plausible es un desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) debido a anomalías en el gradiente meridional de la Temperatura Superficial Marina (TSM) del Atlántico Norte relacionadas con un incremento de la extensión de la banquisa polar.

En la cueva de Botuverá, situada al SE de Brasil, las oscilaciones en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  de los espeleotemas durante el Último Máximo Glacial reflejan variaciones relevantes en el ciclo de precipitaciones a escala regional. Según Cruz *et al.* (2005) esa variabilidad está sujeta a cambios orbitales (precesión de los equinoccios) que controlan la intensidad de la insolación.

La intensidad de la insolación repercute en la convección atmosférica que regula la potencia del Monzón de Suramérica que se forma durante el verano austral en el continente. Así que, cuando la radiación solar incidente es elevada, el monzón se refuerza al aumentar la actividad convectiva y las precipitaciones se incrementan en la Cordillera Centroandina.

En estas condiciones atmosféricas, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que se registran en los espeleotemas de la cueva de Botuverá son más bajos. Esto sucedió hace 40 ka y 17 ka, cuando sus niveles eran un 1,5 ‰ inferiores a los actuales, lo que significa que en esas fechas la intensidad de la insolación se encontraba próxima a su pico máximo.

Además, Cruz *et al.* (2005) señala que durante el *Younger Dryas* tuvo lugar un rápido desplazamiento del monzón de Suramérica hacia el sur. Esta migración ocasionó un declive significativo de las precipitaciones en la Cuenca Amazónica, reduciéndose la descarga de agua en la desembocadura del río Amazonas.

Pero para explicar este cambio en la configuración del sistema de circulación regional, Cruz *et al.* (2005) interpreta que, aparte de las variaciones en la intensidad de la radiación solar incidente, otros factores críticos adicionales deben haber estado involucrados en el control de la localización del monzón de Suramérica. Esos parámetros fundamentalmente son la temperatura y la extensión del volumen de hielo en el hemisferio norte.

De hecho, los modelos numéricos muestran que durante las expansiones del volumen de hielo y los descensos de las temperaturas del hemisferio norte, la Zona de Convergencia



Intertropical (ZCIT) es empujada todavía más hacia el sur que cuando tienen lugar cambios en el movimiento de precesión de la Tierra.

En un estudio más reciente, Sánchez Saldías y Fariñas (2014) abogan por un planteamiento similar al de Cruz *et al.* (2005) y sostienen que existe una elevada correlación en los últimos 50 ka entre la evolución de los parámetros astronómicos (fases de precesión) y los ciclos hidrológicos registrados en los proxies lacustres del altiplano centroandino. No obstante, también indican que su acoplamiento no es perfecto ya que observan un desfase de 5 ka entre el pico de insolación asociado a la fase de precesión de hace 23 ka y el inicio del episodio húmedo Tauca (18,5 - 14 ka).

La reconstrucción espacio-temporal de la evolución de las precipitaciones más amplia del altiplano abarca los últimos 130 ka y ha sido efectuada por Placzek *et al.* (2013). Para ello combina dos fuentes de información: las dataciones mediante los métodos  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $\text{U}-^{230}\text{Th}$  de los depósitos carbonatados correspondientes con las antiguas orillas de los paleolagos y los datos extraídos del análisis de núcleos sedimentarios del sistema lacustre.

La reconstrucción de la edad y la magnitud de los ciclos lacustres proporcionan información indirecta de los ciclos glaciales-interglaciales, la evolución de la insolación estacional, el gradiente térmico de la superficie marina y los cambios en la circulación termohalina.

El análisis de los núcleos sedimentarios revela una alternancia de capas de lodos asociados a las expansiones lacustres, y niveles de carbonatos y sales que se forman durante las regresiones del volumen de agua. La datación de esta secuencia sedimentaria y de los depósitos carbonatados/salinos de las antiguas orillas de los paleolagos con los métodos  $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y  $\text{U}-^{230}\text{Th}$  sugiere la siguiente historia de fases lacustres en el altiplano centroandino (Placzek *et al.*, 2013):

- Fase Okuki - Salinas: 120 - 80 ka.

- Fase Inca - Huasi: 47 - 46 ka.

- Fase Sajsi: 24 - 20,5 ka.

- Fase Tauca: 18 - 14 ka.

- Fase Coipasa: 13 - 11 ka.

Placzek *et al.* (2013) maneja 4 hipótesis para explicar el origen de esta serie de ciclos lacustres del altiplano:

1. Impacto de los ciclos glaciales/interglaciales. Los episodios húmedos del altiplano son simultáneos a los eventos fríos del hemisferio norte, como el *Heinrich 1* (H1) y el *Younger Dryas* (YD), así que se deduce que tuvieron fuertes repercusiones en la circulación atmosférica tropical y en el ciclo hidrológico de Suramérica (Fig. 272).

Sin embargo, no se sabe por qué la fase húmeda registrada durante la última glaciación (80 - 20 ka) tuvo una magnitud significativamente inferior que las que se produjeron durante los eventos fríos H1 o el YD. En este sentido, otros *proxies* como polen y sedimentos o los modelos climáticos confirman que las condiciones ambientales eran relativamente áridas en el altiplano durante la última glaciación.

2. Hipótesis del forzamiento orbital. Varios estudios (Cruz *et al.*, 2005; Sánchez Saldías y Fariñas, 2014) apuntan que la causa de la variabilidad hidrológica del altiplano está ligada estrechamente a parámetros orbitales como el cambio en la precesión de los equinoccios que tuvo lugar hace 23 ka.

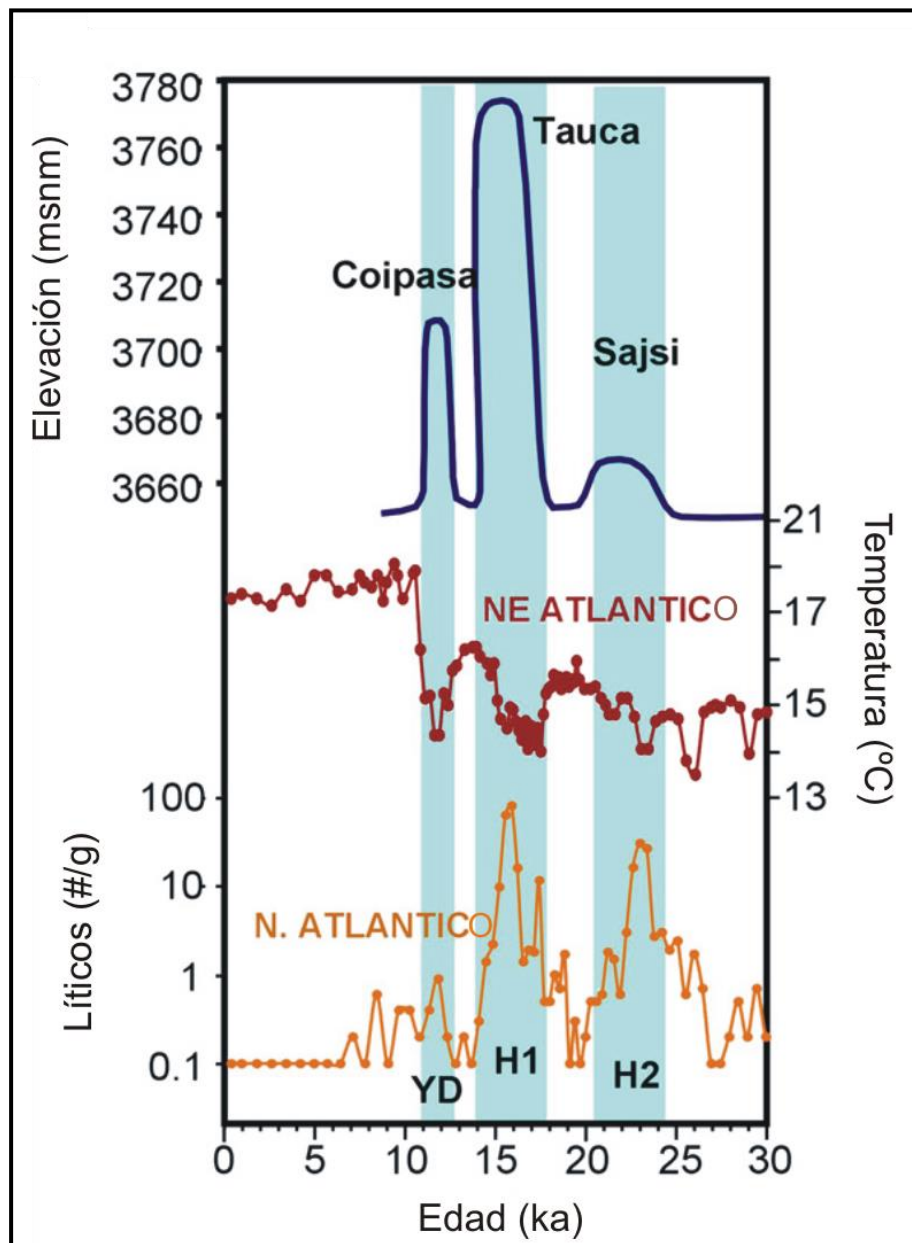
A priori, una mayor insolación intensifica la actividad del monzón de Suramérica pero el desfase que existe entre este evento y las cronologías de los ciclos de formación de paleolagos sugiere que los cambios orbitales no son el principal motivo. De hecho, 6 de los 10 ciclos lacustres registrados durante los 130 ka analizados ocurrieron en periodos de baja insolación. Por ejemplo, la fase Okuki - Salinas (120 - 80 ka) tuvo lugar durante un mínimo profundo de radiación solar estival.

3. Cambios en el gradiente térmico de la superficie marina del Océano Pacífico. Según Palmer y Pearson (2003), el ciclo Tauca (18 - 14 ka) no solo coincidió con el evento frío *Heinrich 1* (H1) sino también con prolongado e intenso proceso de *upwelling* (intensificación de “La Niña”) en el Pacífico Central.

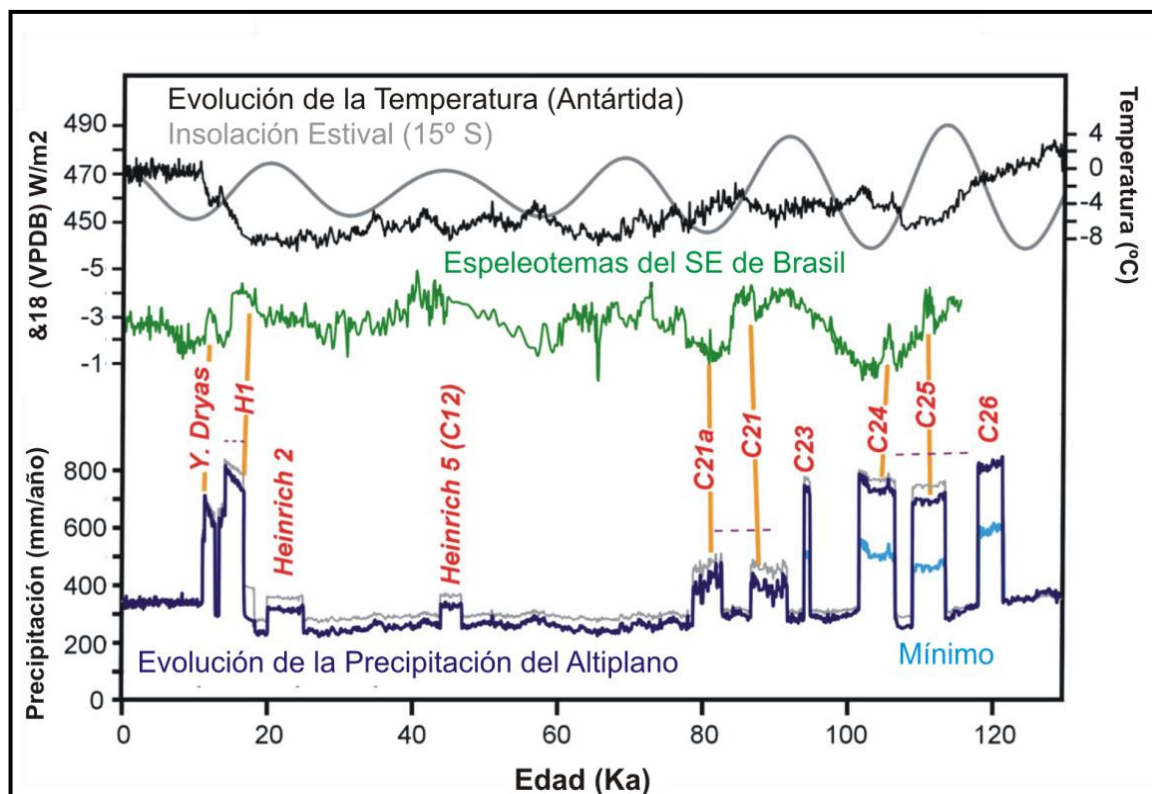
Actualmente, cuando Suramérica se encuentra bajo la influencia de “La Niña” existen condiciones húmedas en el altiplano mientras que la aridez impera en el SE de Brasil. Sin embargo, “La Niña” durante el Pleistoceno Tardío generó fases húmedas tanto en el altiplano como al SE de Brasil, lo que demostraría que el Océano Pacífico no fue la fuente de humedad durante los ciclos lacustres del altiplano.

4. Variaciones en el gradiente térmico de la superficie marina del Océano Atlántico.

Las 10 expansiones de los paleolagos que se han registrado en el altiplano centroandino son sincrónicas con los eventos fríos o las evidencias de máximas extensiones del hielo marino y descargas masivas de agua dulce del Atlántico Norte. Esta correlación indica la existencia de mecanismos que conectan los cambios climáticos que se producen en el hemisferio norte con el ámbito tropical y el hemisferio sur (Fig. 273).



**Fig. 272.** Correlación entre los ciclos húmedos del altiplano centroandino, la temperatura de la superficie marina del NE del Océano Atlántico y la concentración de lúicos en los sedimentos marinos al N del Océano Atlántico. La fase húmeda Sajsi resulta sincrónica con el evento *Heinrich 2* (H2), mientras que las fases Tauca y Coipasa son contemporáneas de los eventos *Heinrich 1* (H1) y *Younger Dryas* (YD) (modificado de Placzek *et al.* 2013).



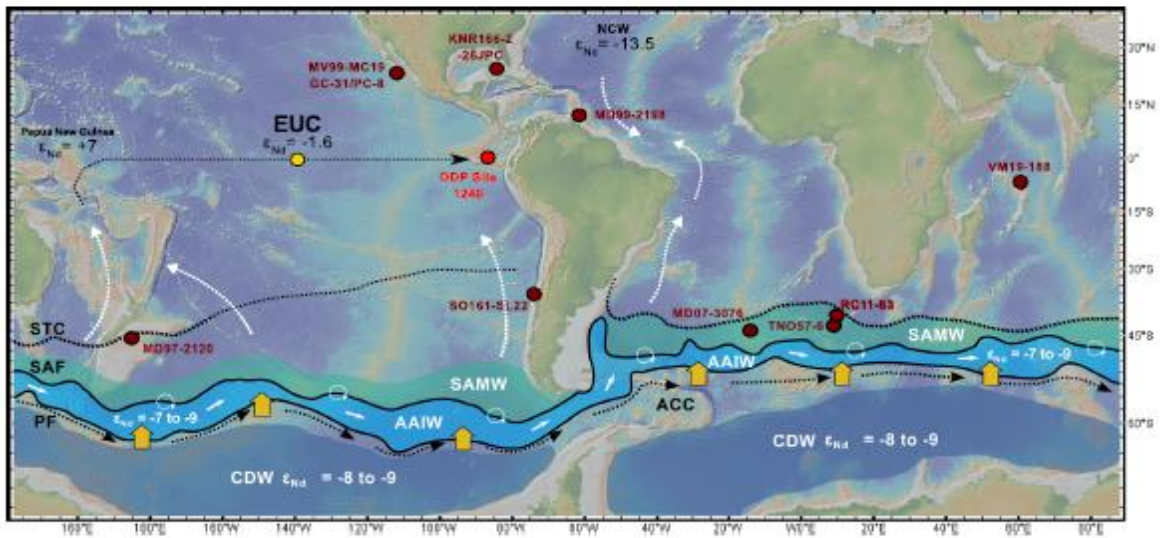
**Fig. 273.** Correlación entre los ciclos húmedos del altiplano centroandino, el registro isotópico  $^{18}\text{O}$  de la cueva Botuverá (SE de Brasil), la evolución de la insolación a  $15^\circ \text{S}$  y la temperatura en la Antártida durante los últimos 130 ka. Los eventos fríos del Atlántico Norte están señalados en rojo (modificado de Placzek *et al.*, 2013).

Uno de esos mecanismos es el desplazamiento de la Zona de convergencia Intertropical (ZCIT) hacia el sur, como consecuencia de un cambio drástico de todos los patrones de circulación atmosférica de Suramérica debido al impacto de los eventos del Atlántico Norte.

De las 4 hipótesis expuestas para determinar los factores que han causado los ciclos de humedad en el altiplano centroandino, Placzek *et al.* (2013) se inclina por la influencia que ejercieron las variaciones en el gradiente térmico de la superficie marina del Océano Atlántico, y llega a la conclusión de que han desempeñado un papel esencial en la evolución hidrológica del altiplano durante los últimos 130 ka.

#### - Evolución de la Temperatura Superficial de los Océanos.

En el sector occidental del Océano Pacífico Ecuatorial, Palmer y Pearson (2003) tomaron muestras de núcleos sedimentarios para analizar la concentración de  $^{11}\text{B}$ , C y  $\text{O}_2$  en el foraminífero planctónico *Globigerinoides sacculifer* y así poder obtener información paleoclimática fiable de los últimos 23 ka (Fig. 274).



**Fig. 274.** Patrones de circulación de la Corriente Intermedia del Océano Sur (AAIW), la Corriente Circumpolar Profunda (SAMW) y localización de puntos de muestreo. En rojo más claro, al oeste de la costa de Ecuador, se encuentra el punto de muestreo ODP 1240 (Pena et al., 2013).

Según los estudios experimentales, esta especie de foraminífero es un indicador fiable de los cambios en los niveles de  $^{11}\text{B}$  del agua porque utiliza este elemento para construir sus caparazones. Además, la concentración de  $^{11}\text{B}$  está relacionada directamente con el pH y a partir del pH puede estimarse el volumen de  $\text{CO}_2$  que ha emitido el océano a la atmósfera. Este intercambio se expresa en  $\text{pCO}_2$  y refleja la diferencia de presión parcial de  $\text{CO}_2$  entre el agua superficial y la atmósfera.

En la actualidad, la columna de agua en el Pacífico Ecuatorial Occidental presenta una fuerte estratificación y no existe *upwelling*. Sin embargo, en el sector oriental predomina el ascenso de agua fría profunda e intermedia (Corriente de Humboldt) rica en  $\text{CO}_2$  y nutrientes, aunque éstos últimos no son utilizados en su totalidad ya que la escasez de hierro actúa como factor limitante para el desarrollo del fitoplancton. Así que el Pacífico Oriental expulsa más  $\text{CO}_2$  del que absorbe de tal forma que se convierte en el principal foco natural de emisión de este gas del sistema terrestre.

En general, los resultados del trabajo de Palmer y Pearson (2003) muestran niveles de  $\text{pCO}_2$  uniformes durante los últimos 23 ka, excepto hace 18 - 13,8 ka cuando sus valores se elevan significativamente. Este incremento, que concuerda con el ciclo húmedo Tauca del altiplano, indica que el área de afloramiento de aguas frías se extendió hacia el oeste del Océano Pacífico y evidencia que el proceso de *upwelling* fue más intenso que en el presente.



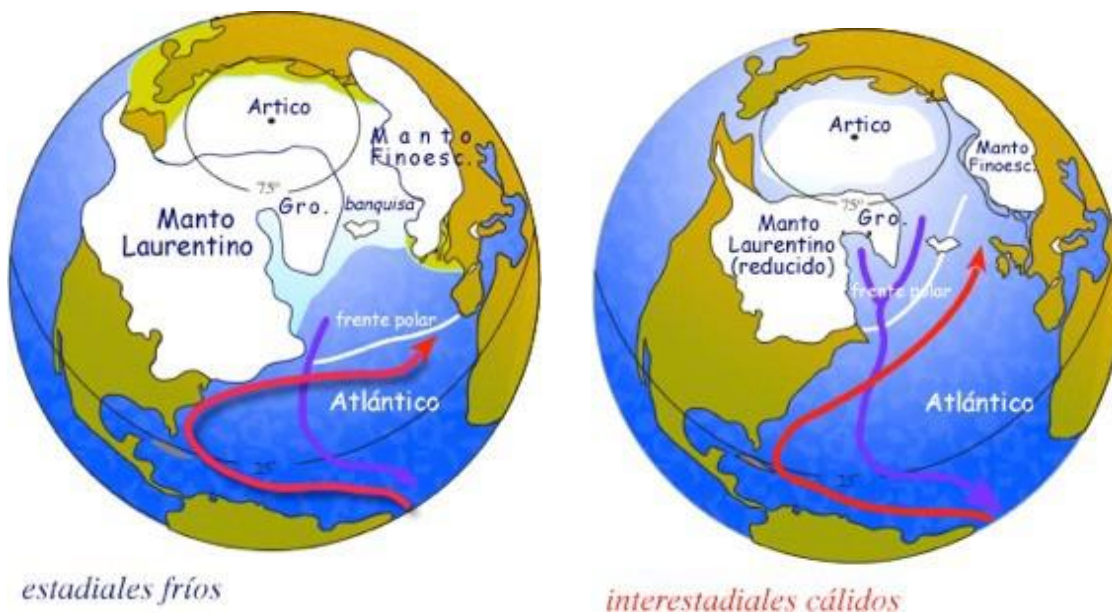
Por otro lado, un estudio efectuado por Pena *et al.* (2013) sobre la evolución de la Corriente Intermedia del Océano Sur (AIOS) a lo largo de los últimos 30 ka revela que su patrón experimentó fluctuaciones rápidas durante los eventos fríos del hemisferio norte y que su papel fue fundamental para reorganizar el sistema oceánico y atmosférico.

Las evidencias que presenta Pena *et al.* (2013) se basan en el análisis de la concentración isotópica del Neodimio (Nd) en el foraminífero *Neogloboquadrina dutertrei* de los niveles sedimentarios del sondeo ODP (1240), que llevaron a cabo en el fondo del Océano Pacífico a 900 km de la costa de Ecuador. Además, para contextualizar cronológicamente los resultados del análisis de la evolución del Nd se dataron con  $^{13}\text{C}$  -  $^{14}\text{C}$  determinadas capas de sedimentos.

Aunque el mecanismo que transporta el Nd a los foraminíferos todavía no ha sido definido, su concentración en esos microorganismos es un indicador que en las últimas décadas se ha utilizado para determinar los cambios que ha podido experimentar la corriente termohalina, ya que el ratio entre los isótopos  $^{143}\text{Nd}$  -  $^{144}\text{Nd}$  varía entre el agua del Atlántico (valores bajos) y la del Pacífico (valores elevados) debido a las diferencias litológicas que presentan los continentes que rodean a ambos océanos. En la actualidad, las mediciones realizadas en la corriente marina profunda del Atlántico Norte muestran que la señal isotópica del  $^{143}\text{Nd}$  es de -14, mientras que su concentración en las aguas profundas de la Antártida resulta de -7 / -9.

Se han constatado que los ratios isotópicos de Nd disminuyen durante los interestadiales al acelerarse la corriente termohalina debido a una mayor generación de agua profunda en el Atlántico Norte (estado tipo cálido del *conveyor belt* o corriente termohalina). En cambio, la tasa de acumulación de Nd se eleva en los estadiales porque la circulación termohalina se debilita (estado tipo frío o glacial del *conveyor belt*) o se colapsa (estado tipo glacial *off* del *conveyor belt*), cuando la producción del agua profunda del Atlántico Norte se reduce o se paraliza por completo, como consecuencia de las descargas masivas en el mar de icebergs (eventos *Heinrich*) o megainundaciones de agua dulce asociadas con el deshielo de los inlandsis del hemisferio norte (Fig. 275).

Sin embargo, los resultados del trabajo de Pena *et al.* (2013) en el punto de muestreo ODP (1240) del Pacífico Central revelan que los valores más bajos de Nd se registran durante el Último Máximo Glacial Global (23 -19 ka) y especialmente en los eventos fríos *Heinrich 2* (26 - 23 ka), *Heinrich 1* (17,5 - 15 ka) y *Younger Dryas* (13-11,7 ka) (Fig. 276). Mientras que las tasas más altas de sedimentación de Nd se alcanzan durante los episodios cálidos como es el caso del Bølling/Allerød (15 - 13 ka) y el Holoceno.



**Fig. 275.** Cambios en el circuito termohalino entre los estadales e interestadales del hemisferio norte. La línea roja indica la trayectoria de la circulación superficial (Corriente del Golfo) y la línea morada señala el recorrido del agua profunda del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water; NADW) (Uriarte, 2010).

A partir de estos datos Pena *et al.* (2013) interpreta que en los estadales se produjo una intensificación de la advección de la Corriente Intermedia del Océano Sur (CIOS) hacia el Pacífico Central, probablemente como resultado de una convección menos profunda, al reducirse la concentración de sal que aporta la corriente profunda del Atlántico Norte, y la desaceleración de la exportación de CIOS durante los episodios cálidos (reinicio del sistema de circulación termohalino). Este escenario concuerda con la hipótesis de Palmer y Pearson (2003) en la que sostiene que hubo un fortalecimiento y mayor extensión del *upwelling* hacia el oeste del Océano Pacífico durante las fases frías como el H1 o el YD.



**Fig. 276.** Trayectorias de las descargas de agua dulce desde el lago Agassiz al Atlántico Norte. Se piensa que estas megainundaciones pudieron debilitar o colapsar la Corriente del Golfo e interrumpir el circuito termohalino (*conveyor belt*) hace 13 - 11,7 ka (Uriarte, 2010).

Así pues los resultados evidencian una estrecha relación entre CIOS y los cambios climáticos del Atlántico Norte, lo que permite a Pena *et al.* (2013) postular que la velocidad de exportación de agua desde CIOS es un indicador sensible del estado del sistema de circulación termohalino (fortaleza, debilidad o colapso de la producción de agua profunda en el Atlántico Norte) así como un mecanismo capaz de compensar sus desequilibrios y de transmitir con rapidez las señales climáticas desde el Océano Sur a la zona tropical.

#### *4.4.3.5. Modelo paleoclimático del Complejo Ampato y la Cordillera Centroandina.*

La correlación de las evidencias deducidas de los proxies continentales (cronologías de los depósitos glaciares, testigos de hielo y dataciones de depósitos lacustres) y marinos que se han mostrado en el subapartado anterior permite plantear una hipótesis general de la historia climática del territorio donde se ubica el Complejo Ampato y en general de la Cordillera Centroandina.

Como es lógico, a medida que se retrocede en el tiempo aumenta la incertidumbre debido a que disminuye la resolución de las señales paleoclimáticas archivadas en los proxies del ámbito centroandino. Sin embargo, la información que se infiere de ellas tiene la consistencia suficiente para al menos establecer patrones relativos de los parámetros del clima pasado y de la circulación atmosférica y oceánica tropical.

Todas las evidencias, datadas con mayor o menor precisión por diferentes métodos, se ordenan con un criterio temporal, diferenciándose 3 fases principales: periodos fríos anteriores a la última glaciación; Último Máximo Glacial (UMG); y la transición de la última glaciación al Holoceno.

##### *1. Periodos fríos anteriores a la última glaciación.*

La ausencia de morrenas relacionadas con glaciaciones antiguas, tanto en el Complejo Ampato como en el resto de la Cordillera Occidental cuyos glaciares muestran una mayor sensibilidad a las fluctuaciones de humedad, indica que el ciclo hidrológico del Altiplano y de los Andes Centrales no experimentó cambios significativos durante esos periodos respecto a la actualidad.

Sin embargo, la existencia de depósitos de esas glaciaciones en las cordilleras húmedas, donde las masas de hielo reaccionan ante las variaciones térmicas, implica que el parámetro que sí cambió fue la temperatura. Su descenso, probablemente acusado, combinado con unas precipitaciones similares a las del presente, redujo drásticamente la ablación y el resultado fueron avances de gran magnitud.

En base a lo anterior, se considera plausible que un clima muy frío durante esos episodios glaciales disminuyese la evaporación en el Océano Atlántico. En consecuencia, la actividad convectiva sería más reducida y el Monzón Suramericano más débil. De esta

forma, las masas de aire procedentes del Océano Atlántico transportaron menos humedad hasta la Cordillera Occidental que en la actualidad y por eso no se ha registrado ningún impacto en el balance de masa de sus glaciares.

En cambio, como los sistemas montañosos húmedos se encuentran bajo la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) o más próximos a la fuente de humedad (Atlántico), sus glaciares continuaron recibiendo una cantidad de humedad suficiente a pesar del marcado descenso de las precipitaciones.

## *2. El Último Máximo Glacial (UMG; 26-19 ka).*

Ni en el Complejo Ampato ni en el resto de la Cordillera Occidental se han encontrado evidencias de una expansión glacial asociada con el UMG. Sin embargo, si existen depósitos glaciares en las cordilleras húmedas que resultan contemporáneos o unos miles de años más antiguos a ese periodo de máximo enfriamiento global. Esta discordancia en el comportamiento de las masas de hielo, similar a la observada en los periodos glaciales más antiguos, sugiere que el clima volvió a ser muy frío en la cordillera centroandina y que el ciclo hídrico no debió sufrir cambios con respecto al actual.

El escenario paleoclimático anterior es relativamente consistente con las reconstrucciones isotópicas de  $^{18}\text{O}$  y la concentración de partículas de polvo y aniones ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ ) de los testigos de hielo del Sajama. En ellos, se observa que durante el UMG hubo una alternancia de fases frías y húmedas (25 - 22 ka) con episodios fríos pero más áridos (22 - 21 ka) en los que la temperatura descendió durante el pico máximo de enfriamiento entre 8° y 12° C.

La secuencia paleoclimática extraída de los testigos de hielo del Sajama se ajusta perfectamente a la reconstrucción hídrica obtenida de los depósitos paleolacustres del Salar de Uyuni. Según estos registros, el UMG fue un periodo relativamente húmedo durante el cual se formaron paleolagos (ciclo Sajsi: 25 - 19 ka). De hecho, el periodo frío y húmedo inferido en los núcleos de los glaciares concuerda con el punto álgido de este ciclo húmedo, datado hace 23 ka, cuando la lámina de los cuerpos de agua se elevó hasta alcanzar una profundidad máxima de 15 m.

La elevada correlación entre los registros de los núcleos de hielo y las evidencias lacustres pone de manifiesto que el clima de la Cordillera Centroandina se caracterizó por ser muy



frío en el transcurso del UMG, tal y como se deduce de los depósitos glaciares, aunque no fue uniformemente árido.

Este contexto implicaría que los glaciares del Complejo Ampato y de la Cordillera Centroandina si se expandieron en el UMG, a causa de un incremento de humedad. Pero como no se conservan depósitos de este evento climático todo apunta a que las ganancias que generó el aumento de humedad del ciclo Sajsi en el balance de masa de sus glaciares fueron inferiores que en los estadiales posteriores, y por esta razón lo más probable es que los depósitos del UMG hayan sido erosionados por las expansiones de mayor envergadura que tuvieron lugar en la transición entre la última glaciación y el Holoceno.

Por el contrario, esta situación de clima muy frío y aumento relativo de la humedad en el UMG fue muy positiva para los glaciares de la cordilleras húmedas, permitiéndoles avanzar y alcanzar su máxima extensión como sucedió en los valles situados al E del lago de Junin o en algunos ámbitos de la Cordillera Blanca.

### 3. *Transición Última Glaciación al Holoceno.*

La Máxima Expansión Glaciar y los *reavances* más significativos del Complejo Ampato y en numerosos sectores de los Andes Centrales se produjeron de forma sincrónica con los eventos fríos *Heinrich 1* (H1), el *Younger Dryas* (YD) y el *Antartic Cold Reversal* (ACR). Esta correlación también resulta coherente con los registros de los núcleos de hielo del Sajama, en los que las reducidas concentraciones de polvo y aerosoles evidencian un enfriamiento y una elevada concentración de humedad ambiental en el altiplano que coincide con esos eventos fríos.

Sin embargo, las inconsistencias que existen entre la concentración de  $^{18}\text{O}$  y la evolución de la proporción de polvo y aerosoles en el hielo del Sajama con los archivos del Huascarán e Illimani parecen reflejar que el cambio climático no fue de las mismas proporciones durante el H1, el YD y el ACR en todo el territorio centroandino.

En el Huascarán e Illimani se produce un ligero descenso en los niveles de  $^{18}\text{O}$  del hace 18 - 17 ka que concuerda con el evento frío H1. Pero desde este periodo, la tendencia se invierte al registrarse un marcado ascenso que se mantiene constante hasta el intervalo 15 - 13 ka en el que sus valores vuelven a experimentar otra leve caída.

Por el contrario, la curva de  $^{18}\text{O}$  del Sajama desciende hasta hace 16 ka pero desde entonces sus valores se elevan súbitamente aunque desde 14 ka vuelven a bajar de forma acentuada, hasta que en intervalo 13,5 - 11,7 ka su concentración de nuevo marca mínimos lo que coincide con los episodios fríos YD o ACR.

También resultan contradictorias las diferencias en la acumulación de partículas de polvo y aerosoles, con concentraciones muy altas hace 20 - 17 ka en el Huascarán e Illimani, mientras que el Sajama muestra valores bajos hasta el inicio del Holoceno.

La evolución de estos parámetros indica que los eventos fríos H1 y YD se registraron en las 3 capas de hielo, pero su impacto fue mayor en el Sajama. Este contraste sugiere que el clima de la Cordillera Occidental durante esas 2 fases era frío y sobretodo muy húmedo, mientras que en el resto de la cordillera centroandina las temperaturas eran bajas y las precipitaciones registraron un incremento moderado. Además, el hecho de que la tasa de acumulación de hielo sea mayor en el Sajama que en el del Illimani y Huascarán corrobora un escenario más húmedo en la Cordillera Occidental.

La hipótesis de un clima más húmedo y frío en la Cordillera Occidental durante los eventos H1, YD o el ACR, se refuerza aún más con las evidencias de formación de paleolagos en el altiplano. Las dos mayores expansiones lacustres fueron las correspondientes con las fases Tauca (18,5 - 14 ka) y Coipasa (13,3 - 12,5 ka) y ambas son sincrónicas con la máxima extensión y principales *reavances* de los glaciares de la Cordillera Occidental, incluido el Complejo Ampato, y de otros sistemas montañosos centroandinos así como con los registros isotópicos y aerosoles del hielo del Sajama.

Asimismo, ese planteamiento concuerda con otros proxies como los núcleos sedimentarios extraídos del lago Titicaca, que reflejan un incremento significativo de la carga sedimentaria que se depositaba en su fondo, o los registros de la cueva de Botuverá (SE de Brasil) en los que las fluctuaciones en los valores de  $\text{U} / \text{Th}$  y  $^{18}\text{O}$  de los espeleotemas también indican cambios significativos en el ciclo de precipitaciones a escala regional.

Pero ¿Cuál fue el mecanismo responsable del incremento masivo de humedad en el altiplano y la Cordillera Occidental que explica la elevada correlación que existe entre los registros de los proxies glaciares, lacustres, sedimentarios y los espeleotemas de las cuevas?

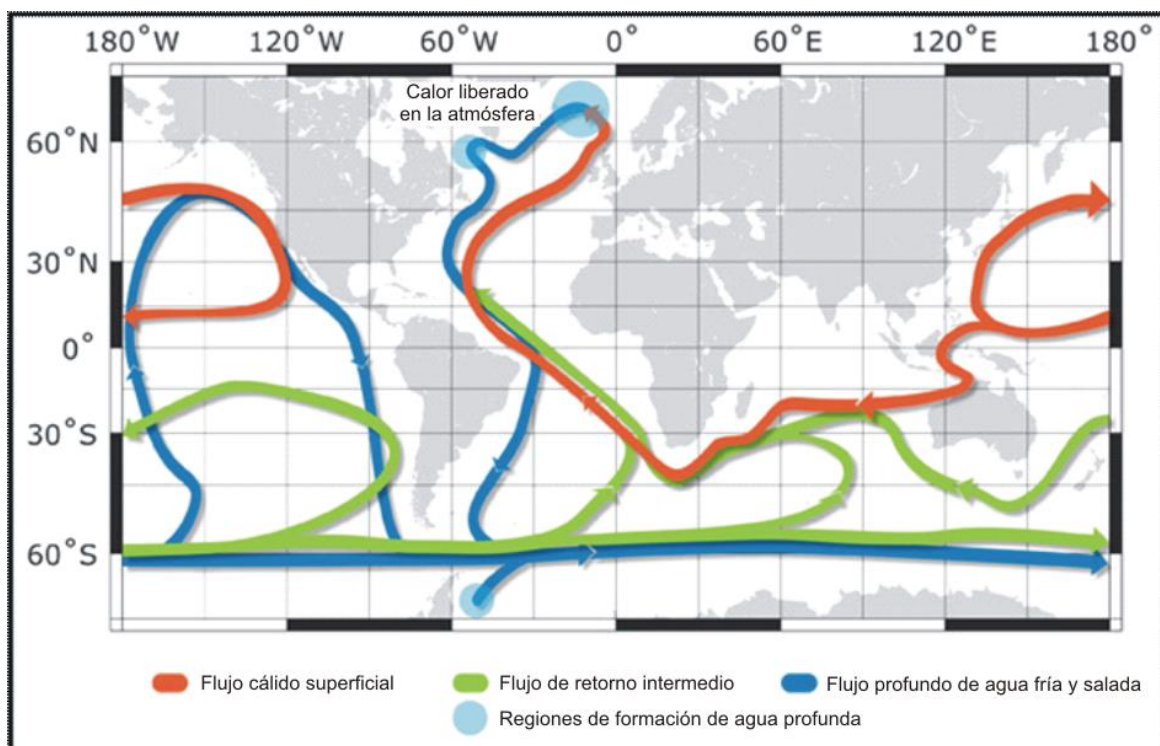
Varios trabajos sugieren diversos mecanismos pero solo se tienen en cuenta causas aisladas que en ocasiones no ofrecen una explicación satisfactoria. A continuación se plantea un modelo con una perspectiva multi-proxy, es decir, basado en la interrelación de todas las evidencias glaciares, lacustres y sedimentarias (lagos y el fondo del mar) que se han mostrado en el apartado anterior:

Según Cruz *et al.* (2005) y Sánchez Saldías y Fariñas (2014), el cambio en la precesión de los equinoccios de hace 23 ka tuvo un papel determinante en el desarrollo de los ciclos hidrológicos del altiplano, pero no saben por qué hay un desfase temporal tan amplio entre ese cambio y la fases húmedas Tauca (18,5 - 14 ka) y Coipasa (13,3 - 12,5 ka) del altiplano.

Se interpreta que la razón de que no haya un acoplamiento entre ellos es que los episodios húmedos del altiplano probablemente son un efecto indirecto de la variación en la precesión de los equinoccios en vez de una consecuencia directa. Es decir, que dicho cambio orbital elevó la insolación en el hemisferio norte, y afectó a los inlandsis Laurentino y Finoescandinavo cuyo proceso de fusión generó anomalías en el gradiente térmico de la superficie marina del Atlántico Norte.

Así, las variaciones en la insolación estival provocaron inestabilidades en los mantos Laurentino y Finoescandinavo que dieron lugar a descargas masivas de icebergs en el Atlántico Norte. La última de ellas fue el evento *Heinrich 1* (H1), hace 18,3 - 17,0 ka, y la inyección de agua dulce disminuyó la salinidad del agua superficial, interrumpiéndose la formación de agua profunda (NADW) y el transporte de calor desde las latitudes tropicales (Fig. 277). El resultado de este proceso fue el aumento de la extensión de la banquisa polar, que se tradujo en un enfriamiento climático severo del hemisferio norte.

El proceso mostrado anteriormente volvió a producirse durante el evento *Younger Dryas* (YD), pero en este caso estuvo relacionado con la liberación de grandes masas de agua dulce en el Atlántico que estaban almacenadas en torno al manto Laurentino asociadas a su fusión durante el evento cálido Bølling/Allerød, como es el caso del lago Agassiz.

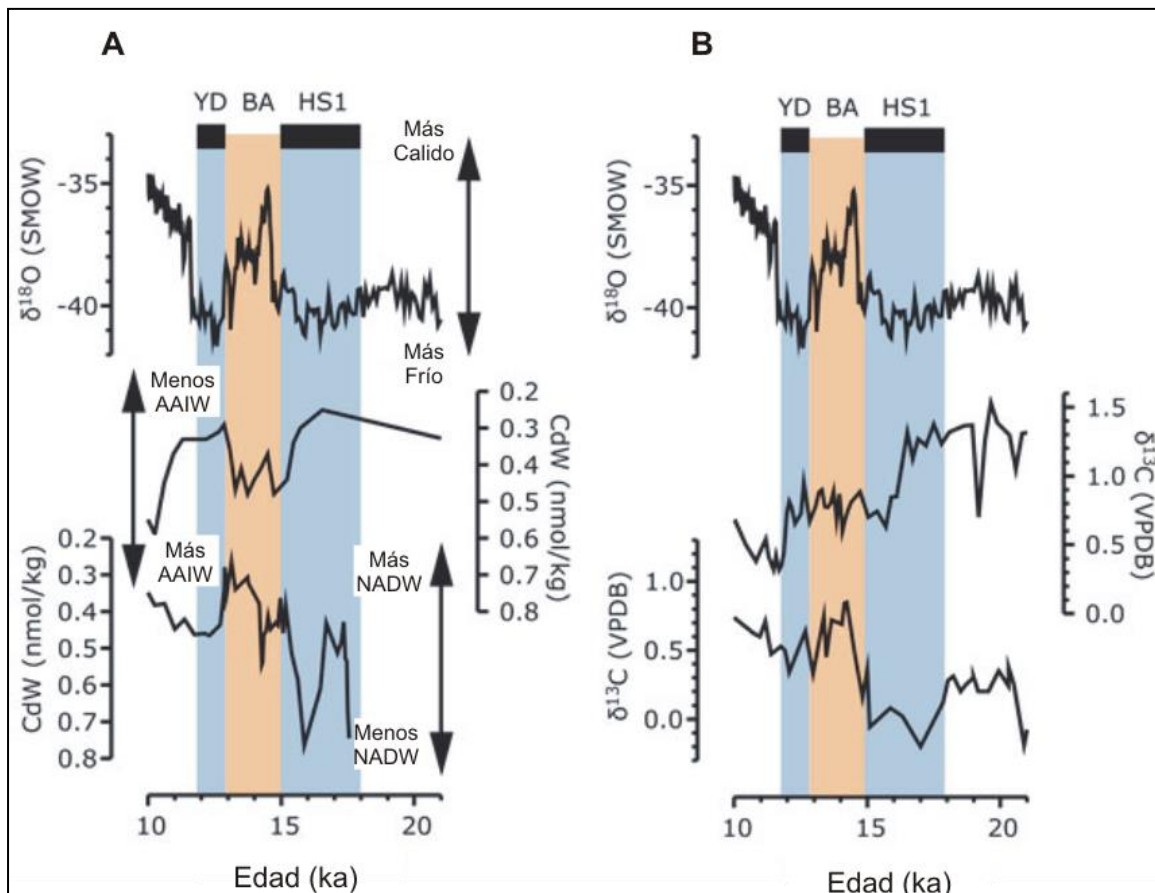


**Fig. 277.** Esquema general del circuito termohalino (*conveyor belt*) en su estado normal. Durante el *Henrich 1* (H1) y el *Younger Dryas* (YD) se interrumpió el transporte de agua caliente y salada hacia el Atlántico Norte y dejó de liberarse temporalmente calor en la atmósfera. El efecto fue un enfriamiento súbito del clima durante ambos estadales (Modificado de Oppo y Curry, 2012).

De esta forma, durante el H1 y en menor medida el YD se colapsó la corriente termohalina, aunque su repercusión fue opuesta en ambos hemisferios. El calor dejó de transferirse al hemisferio norte por medio de la corriente del Golfo, y por este motivo el clima del Atlántico norte se enfrió abruptamente mientras que en el sistema oceánico-atmosférico de la zona tropical y el hemisferio sur se acumuló un exceso de energía, generado por el cambio en la precesión de los equinoccios, que dio lugar a un marcado calentamiento (*Bipolar Seesaw*) (Fig. 278).

A esto hay que añadir que los eventos H1 y YD tuvieron importantes implicaciones en los patrones de circulación atmosférica. La expansión del hielo marino polar y el marcado enfriamiento del hemisferio norte desplazaron hacia el sur a los principales sistemas de presión (Fig. 279).

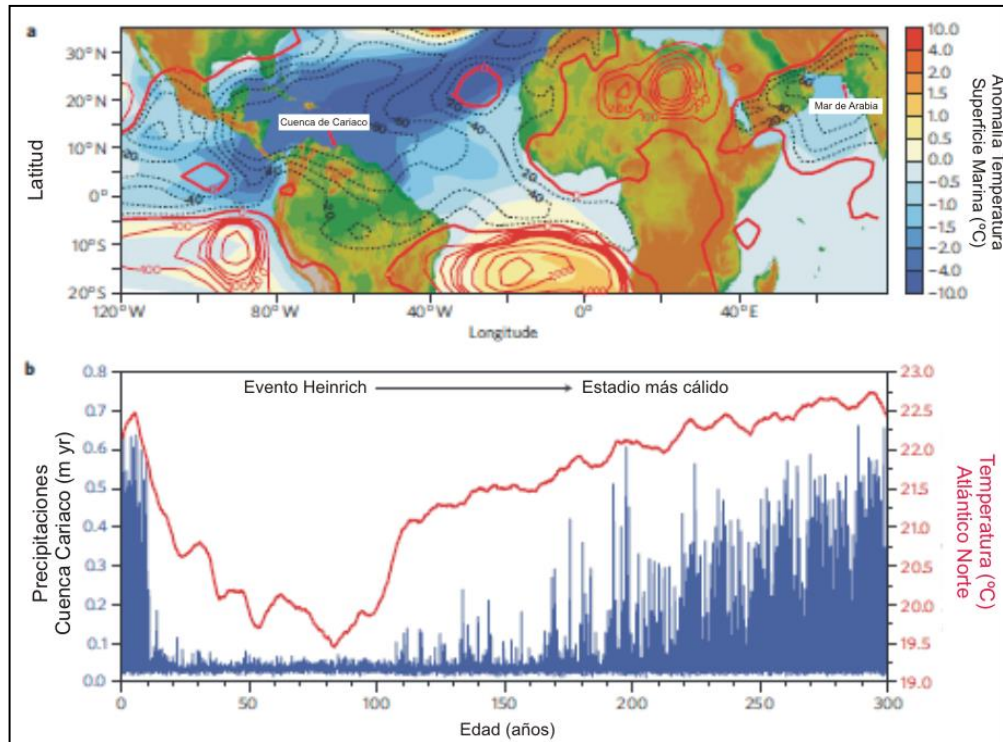
En el ámbito tropical, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) fue el sistema más afectado y se piensa que al trasladarse hacia el sur transportó hasta la cordillera Centroandina el superávit de humedad producido por el exceso de calor que se acumuló en el océano y la atmósfera del hemisferio sur (Fig. 280).



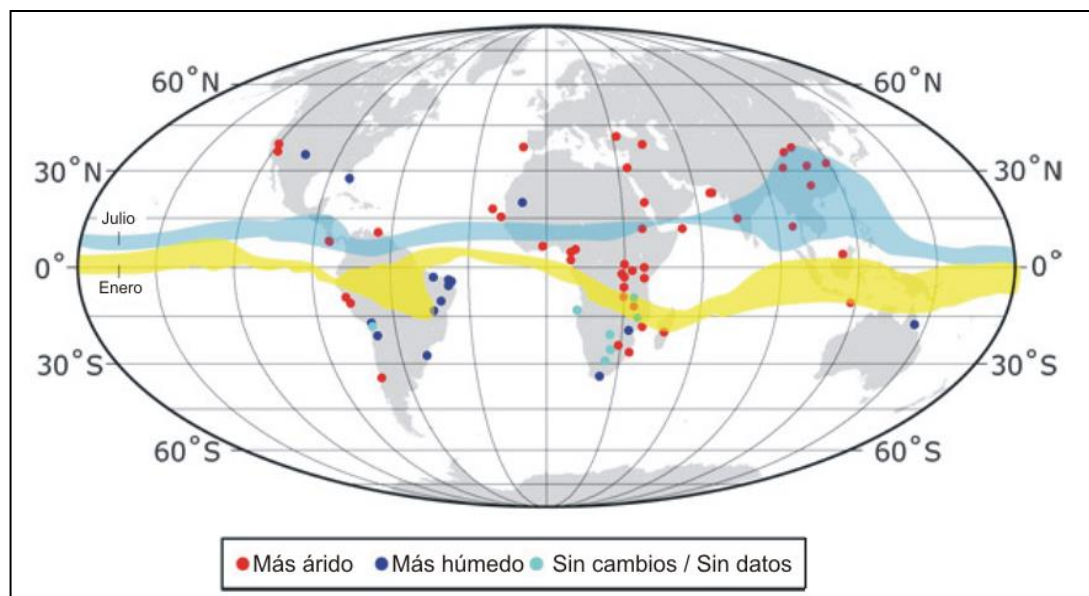
**Fig. 278.** De arriba a abajo en A se representa la tendencia de  $\delta^{18}\text{O}$  del hielo de Groenlandia (proyecto GISP2) y la evolución en promedio de CdW de la corriente oceánica de Florida (24° N; 83° W; 751 m) y de la corriente profunda del Atlántico Norte (NADW) (33,7° N; 57,6° W; 4.450 m). De arriba a abajo, en B se muestra la curva de  $\delta^{18}\text{O}$  del hielo de Groenlandia (proyecto GISP2), y la evolución de  $\delta^{13}\text{C}$  de la corriente oceánica de Florida (16,9° N; 16,2° W; 648 m) y de la corriente profunda del Atlántico Norte (37,8° N; 10,2° W; 3.166 m). Elevados niveles de CdW y bajas concentraciones de  $\delta^{13}\text{C}$  en las profundidades del Atlántico indican una reducida producción de NADW durante los estadales *Heinrich 1* (H1) y *Younger Dryas* (YD). Bajos valores de CdW en la superficie del Atlántico Norte reflejan una reducida advección hacia el norte de la Corriente Intermedia del Océano Sur (AAIW) (Modificado de Oppo y Curry, 2012).

Este escenario concuerda con las diferencias observadas entre los registros de los núcleos de hielo del Illimani, Huascarán y Sajama, a partir de los cuales se deducían dos tendencias paleoclimáticas en los Andes Centrales, y con las reconstrucciones de los modelos numéricos que muestran variaciones en la posición de la ZCIT al ser empujada hacia el sur por las expansiones del volumen de hielo del hemisferio norte. Y corrobora el planteamiento de Cruz *et al.*, (2005) de un declive significativo de las precipitaciones en la Cuenca Amazónica durante el *Younger Dryas* que infiere al detectar una reducción en la descarga de agua en la desembocadura del Amazonas.





**Fig. 279.** El mapa (a) representa los efectos en el régimen de humedad asociados al debilitamiento del circuito termohalino durante las condiciones glaciales y es el resultado del modelo de simulación CCSM3 del sistema de circulación general océano-atmósfera. El cambio relativo en las precipitaciones se indica en las curvas de nivel y es expresado en porcentaje. El gráfico inferior (b) muestra la evolución de las precipitaciones y las temperaturas de la cuenca de Cariaco y la influencia de los eventos *Heinrich* del Atlántico Norte (Modificado de Deplazes *et al.*, 2013).



**Fig. 280.** El mapa muestra una reconstrucción de la distribución de la humedad en el marco 45° N – 45° S durante el evento *Heinrich 1* (H1). Los puntos azules indican las áreas donde se registró un incremento de las precipitaciones mientras que los puntos rojos señalan los ámbitos en los que se incrementó la aridez. La franja azul abarca la zona en la que no se conoce una tendencia clara del clima y la franja amarilla la zona de precipitaciones, asociada con la migración de la Zona de convergencia Intertropical (ZCIT), que se encuentra bajo la influencia de la actividad monzónica (Modificado de Oppo y Curry, 2012).

Este efecto en cadena, que tiene como causa principal el pico de insolación de hace 23 ka y el deshielo de los mantos de hielo Laurentino y Finoescandinavo, tuvo como resultado un incremento drástico de la humedad en el altiplano que ocasionó las expansiones masivas de los glaciares y la formación de extensos y profundos sistemas lacustres. Cabe subrayar que esta conexión pone de manifiesto la paradoja de que el deshielo de esos dos inlandsis causó los avances glaciares de mayor magnitud en el Complejo Ampato, la Cordillera Occidental y en otros enclaves de los Andes Centrales.

A pesar de que los métodos aplicados para determinar la edad de los depósitos glaciares, las capas de hielo y los niveles lacustres del marco centroandino no permiten determinar con claridad si los episodios húmedos masivos están asociados con el H1, el YD o el ACR, se descarta la influencia de este último porque el *upwelling* se intensificó en el Pacífico Tropical (fenómeno de “La Niña” más intensa) durante los ciclos Tauca y Coipasa (Palmer y Anderson, 2003; Pena *et al.*, 2013). Además, el SE de Brasil fue más húmedo en esos episodios cuando lo normal en una situación de “La Niña” es que predomine la aridez.

La reconstrucción que presenta Pena *et al.* (2013) sobre la evolución de la Corriente Intermedia del Océano Sur (AIOS) respalda la hipótesis que se propone en este trabajo y resulta fundamental para explicar como vuelve a reorganizarse el circuito termohalino.

Según su estudio, la concentración isotópica del Neodimio (Nd) en el foraminífero *Neogloboquadrina dutertrei* en el fondo del Océano Pacífico, refleja que la Corriente Intermedia del Océano Sur (AIOS) experimentó advecciones intensas y rápidas hacia el norte durante los estadiales H1 y YD para reiniciar la formación de agua profunda en el Atlántico Norte, por lo que fue un factor crítico para revertir la circulación del sistema oceánico y atmosférico global. Este mecanismo de compensación es totalmente compatible con la propuesta de Palmer y Pearson (2003) de fortalecimiento y expansión del *upwelling* hacia el oeste del Océano Pacífico durante esas dos fases frías.

Después del YD, ya en el inicio del Holoceno, la deglaciación de los mantos laurentino y finoescandinavo se encontraba en un estado avanzado y la entrada de agua dulce en el Atlántico Norte fue cada vez más reducida. Este cambio hizo que la advección de agua intermedia del Océano Sur (AIOS) acabara imponiéndose y que de nuevo se reiniciase la producción de agua profunda (NADW) y con ello el circuito termohalino o *conveyor belt*.

Así que sin nuevas anomalías en el gradiente térmico de la superficie marina del Atlántico Norte, todo el sistema atmosférico se reajustó, incluida la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), y cesó la llegada masiva de humedad a la cordillera centroandina. Este cambio tuvo unos efectos que se caracterizaron por ser rápidos y abruptos, pues a partir de 13 - 10 ka se produjeron los siguientes hechos de forma sincronizada:

- Deglaciación drástica y sincrónica de los glaciares de todo el territorio centroandino. La acumulación nival se colapsó súbitamente en las cabeceras y el balance de masa de los glaciares pasó a ser negativo y la Línea de Equilibrio se elevó, lo que dio lugar a un retroceso marcado de los frentes glaciares hasta las cabeceras o su desaparición de algunas áreas.
- Se observa una clara señal de ascenso en la concentración de aniones y en la curva de  $^{18}\text{O}$  del Sajama que implica un calentamiento súbito y un incremento de la aridez del clima, una situación que se mantendrá uniforme durante todo el Holoceno.
- Retroceso marcado y rápido de los paleolagos desde el final del ciclo húmedo Coipasa, y formación de salares o sistemas lacustres desecados en la cuenca endorreica intraandina.

Otra evidencia complementaria de la influencia de los cambios en el Atlántico Norte en el control del régimen hídrico del ámbito tropical, es que ninguno de los proxies muestra que se haya producido otro episodio húmedo en el altiplano y la Cordillera Centroandina desde que acabó el ciclo Coipasa, hace 13 - 11 ka, y se asocia con que la corriente termohalina ha funcionado con normalidad desde entonces.

A partir de este modelo paleoclimático, basado en hechos registrados en el pasado, se puede determinar que en el futuro cualquier variación que se produzca en el patrón de humedad del altiplano y la Cordillera Centroandina estará regido por los cambios en el gradiente de la superficie marina del Océano Atlántico y la repercusión que este proceso tenga en el sistema termohalino.

Por lo tanto, si la corriente termohalina vuelve a colapsarse (fusión de Groenlandia debido al calentamiento global), como sucedió durante los eventos fríos *Heinrich 1* y *Younger Dryas*, las precipitaciones en la Cordillera Centroandina se incrementarán sustancialmente y tendrán lugar nuevas expansiones glaciares y lacustres.

#### 4.4.4. Conclusiones.

La elaboración de una cartografía geomorfológica detallada ha sido esencial para evaluar y seleccionar los valles del Complejo Ampato donde se localizan las secuencias morrénicas más completas y mejor conservadas. Además, al combinar este instrumento con la estimación de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante 4 métodos diferentes y la datación de la superficie de los bloques morrénicos y umbrales rocosos con el cosmonucleído  $^{36}\text{Cl}$ , se ha podido determinar con elevada precisión la evolución espacio-temporal de los glaciares en los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca. Este enfoque es incipiente en el marco centroandino, ya que la mayoría de los trabajos elaborados hasta ahora se centran por separado en datar o estimar la LEG.

En los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca no se han encontrado restos morrénicos relacionados ni con el Último Máximo Glacial (UMG) ni con glaciaciones más antiguas. Tampoco existen depósitos glaciares ligados a estos estadiales en el resto de la Cordillera Occidental, aunque hay cronologías de morrenas en las cordilleras húmedas que indican que sus masas de hielo si se expandieron durante esos eventos climáticos globales.

No obstante, no se puede asegurar con certeza absoluta que no haya morrenas de esas épocas en el Complejo Ampato y la Cordillera Occidental. La actividad volcánica ha sido frecuente en este ámbito y tanto procesos destructivos (avalanchas de escombros) como constructivos (flujos de lava) han podido dismantelar o cubrir esos depósitos con material volcánico. También pueden conservarse morrenas que todavía no han sido descubiertas tanto en las áreas ya estudiadas, debido al escaso detalle de las cartografías geomorfológicas y a limitaciones en los métodos de datación, como en aquellas que todavía no se han estudiado.

Pero hasta que se incorporen nuevos datos, la distribución de las cronologías disponibles del UMG y de eventos fríos más antiguos pone de manifiesto que los glaciares de los Andes Centrales no han sido sensibles con regularidad a los mismos parámetros climáticos. La correlación de las cronologías glaciares con la información multi-proxi (testigos de hielo, depósitos lacustres y núcleos sedimentarios marinos) revela que la variable que tiene un mayor peso en el balance de masa de los glaciares de las cordilleras húmedas es la temperatura, mientras que aquéllos que se ubican en las cordilleras áridas, incluidos los del

HualcaHualca, solo experimentan avances significativos si se eleva sustancialmente la humedad.

De hecho, las dataciones efectuadas mediante  $^{36}\text{Cl}$  en el HualcaHualca y las cronologías del resto de la Cordillera Occidental indican que la Máxima Extensión Glaciar (MEG) tuvo lugar en sincronía con los ciclos húmedos Tauca y Coipasa del altiplano que a su vez coinciden con los eventos fríos *Heinrich 1* (H1) y *Younger Dryas* (YD) del Atlántico Norte. En este sentido, otra evidencia relevante que demuestra que el cambio climático procedía del Océano Atlántico es que la mayoría de las estimaciones de la paleo-LEG reflejan que su posición fue notablemente más baja durante esa época en los glaciares de la Cordillera Oriental que en los de la Cordillera Occidental.

La elevada coherencia de las cronologías del MEG de HualcaHualca con las del resto de la Cordillera Occidental y los eventos Tauca y Coipasa confirma que la humedad es un factor crítico que ha ejercido un fuerte control en la evolución del balance de masa de sus glaciares. Así que puede afirmarse que la fuerte depresión de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) que se ha estimado en cada valle del HualcaHualca durante el MEG está estrechamente relacionada con un incremento significativo de la nivación en las cabeceras y en menor medida a un descenso de las temperaturas.

La causa de los ciclos húmedos Tauca y Coipasa se asocia al colapso de la corriente termohalina o *conveyor belt* como consecuencia de la descarga masiva de *icebergs* y agua dulce desde los mantos Laurentino y Finoescandinavo tras el pico de insolación generado por el cambio en la precesión de los equinoccios hace 23 ka. De esta forma, la Corriente del Golfo dejó de liberar calor en el Atlántico Norte y la energía se acumuló en el sistema oceánico-atmosférico de la zona tropical y el hemisferio sur donde se produjo un marcado calentamiento.

El enfriamiento del Atlántico Norte provocó importantes cambios en la configuración de la circulación atmosférica de las zonas templada y tropical. Uno de ellos fue el desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), por la formación de un área de altas presiones en el polo norte asociado a la expansión del hielo marino. Así que la ZCIT desde una posición más meridional que la actual transfirió al altiplano y la Cordillera Centroandina la humedad generada por el exceso de calor que se había acumulado en el océano y la atmósfera tropical.



De esta forma, la acumulación nival se elevó drásticamente en el HualcaHualca y los demás volcanes de la Cordillera Occidental mientras que en los sectores con una topografía favorable, como el altiplano de Patapampa, se establecieron masas de hielo ante el marcado declive que experimentó la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG).

Las conclusiones anteriores refuerzan la hipótesis pionera propuesta por Hastenrath (1971), Klein *et al.* (1999) y Amman *et al.* (2001) en la que plantean que las masas de hielo de los Andes Centrales responden a diferentes mecanismos climáticos a pesar de que entre ellas la distancia no es muy amplia. Se recomienda que esta peculiaridad se tenga en cuenta a la hora de establecer escenarios climáticos futuros mediante modelos numéricos de predicción, para así evitar posibles errores y poder plantear situaciones más ajustadas a las características reales que presenta esta región tropical, especialmente en el contexto árido donde los recursos hídricos son escasos y hay ciudades superpobladas como Lima o Arequipa.

Sin embargo, la Máxima Extensión Glaciar (MEG) en los valles del HualcaHualca no fue sincrónica como consecuencia de la influencia de factores locales. En Huayuray, el MEG tuvo lugar hace 18 - 16 ka y se correlaciona con el ciclo húmedo Tauca y el evento frío *Heinrich 1*. Durante ese periodo, la acumulación masiva de nieve permitió que el glaciar se expandiera drásticamente hasta cubrir una superficie de  $\sim 22,5 \text{ km}^2$  y alcanzar un volumen de  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$ . La LEG descendió entre  $\sim 625$  (AA, BR = 1) y  $\sim 800$  m (THAR, 0,57) desde su posición altitudinal en 1955, situándose a  $\sim 4.960$  (THAR, 0,57) -  $5.200$  msnm (AAR, 0,67).

En los valles de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca, el MEG se produjo hace 13 y 9 ka y resulta contemporáneo del ciclo húmedo Coipasa y del *Younger Dryas* (YD). La asincronía con Huayuray es de 3 a 5 ka, y la razón se atribuye principalmente a la menor extensión de las áreas de acumulación de sus glaciares. Este factor local reduce el tiempo de respuesta frente a los cambios climáticos, y la evidencia es que el flujo de hielo de Huayuray también reavanzó o se estabilizó hace 12 ka, aunque no fue capaz de alcanzar el límite del MEG a diferencia de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca.

En esa máxima expansión, el glaciar de Pujro Huayjo tuvo una extensión de  $\sim 24 \text{ km}^2$ , un espesor de  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$  y su frente descendió a  $\sim 4.300$  msnm. Además, la LEG se emplazó

entre  $\sim 4.940$  (AA; BR=1) y  $\sim 5.390$  (AAR; 0,67) msnm, estimándose una depresión de 335 m (AAR; 0,67) a  $\sim 670$  m (AA; BR=1).

Las dimensiones del glaciar de Mollebaya y Mucurca durante el MEG fueron más reducidas que las de Pujro Huayjo. En Mollebaya, el hielo cubrió una superficie de  $\sim 18 \text{ km}^2$  y se calcula que su volumen alcanzó  $\sim 1,15 \text{ hm}^3$ . Asimismo, su frente se situó a 4.315 msnm, al igual que el de Pujro Huayjo. La LEG sufrió un declive de entre  $\sim 400$  m (AAR; 0,67) - 630 m (AA; BR = 1) y su posición se localizó a  $\sim 5.070$  (AA; BR = 1) y  $\sim 5.350$  msnm (AAR; 0,67).

Mientras que el glaciar de Mucurca ocupó un área de  $\sim 8 \text{ km}^2$ , y su volumen apenas alcanzó  $\sim 0,5 \text{ hm}^3$ . Sin embargo, no se observan diferencias entre la altitud mínima del hielo de Pujro Huayjo y Mollebaya pues en ambos casos se emplazó a 4.350 msnm, pero sí que se produjeron cambios relevantes en la depresión de la LEG con un colapso que varía entre  $\sim 830$  (AA; BR = 1) y  $\sim 875$  m (THAR; 0,57) comparado con la altitud de 1955. Esta depresión de la LEG es la más profunda de todas las que se han estimado, y apoya la idea de que los focos de hielo de reducidas dimensiones son más susceptibles a los cambios ambientales que aquéllos cuyo porte es mayor como puede ser el caso del Coropuna.

Ante la mayor sensibilidad que muestran los glaciares de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca a los cambios climáticos, es plausible que también se expandieran durante el H1 y que la magnitud de su avance fuese similar a la del YD, dado que el altiplano se encuentra próximo a ellos y limita su capacidad para fluir tal y como lo demuestra el que sus frentes se situasen durante el MEG a un nivel altitudinal similar mientras el de Huayuray, que conecta con el cañón del Colca, descendió hasta cotas más bajas (3.650 msnm) donde alcanzó un punto de equilibrio.

Al ser frecuente que las laderas de los volcanes de la Cordillera Occidental contacten con el altiplano, sería de gran interés verificar si su presencia también genera diferencias cronológicas o anomalías en la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) de más edificios y enclaves glaciados, si los efectos que causa resultan diferentes o por el contrario si no produce ningún impacto.

La hipótesis de este trabajo no es compatible con el planteamiento de Seltzer *et al.* (2000); Seltzer *et al.* (2002) y Smith *et al.* (2005) en el que se propone que la edad del MEG de los Andes Centrales precede en varios miles de años al Último Máximo Glacial. Establecer

relaciones únicas y directas entre las edades de un enclave tropical aislado con fases frías globales sin considerar al resto de áreas de la región centroandina se considera incorrecto. La razón es que el amplio y disperso abanico de cronologías glaciares en la cordillera centroandina que se ha mostrado evidencia que la realidad regional y local es más compleja, ya que diversos factores y mecanismos intervienen en el comportamiento de los glaciares en los macizos montañosos húmedos y áridos.

La deglaciación comenzó hace 13 - 11 ka tanto en el HualcaHualca como en la Cordillera Centroandina. Este proceso se correlaciona con el final del ciclo húmedo Coipasa, pues a partir de ese momento el flujo de humedad disminuyó drásticamente, al restaurarse el sistema termohalino, y la alimentación en las cabeceras glaciares del HualcaHualca experimentó un marcado declive de tal magnitud que la LEG se elevó hasta situarse actualmente por encima de la isoterma 0° C.

Pero el retroceso sincrónico de los glaciares centroandinos, datado en 13 - 11 ka, resulta incoherente con las pautas observadas en el MEG y reavances posteriores entre las cordilleras húmedas y áridas. Una explicación razonable de este hecho es que el final del ciclo Coipasa coincidió con el ascenso global de las temperaturas por lo que el balance de masa de los glaciares pasó de forma drástica a ser negativo en todo el territorio.

Otra posibilidad está relacionada con el método empleado, ya que al tratarse de un proceso más reciente y como una elevada proporción de fechas procede de umbrales rocosos, que son más fiables cuando se datan con métodos cosmogénicos que las morrenas, las incertidumbres se reducen y los resultados tienden a aproximarse más a la realidad.

Sin embargo, las formaciones morrénicas situadas tras los depósitos del MEG en los valles de Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca reflejan que al inicio el retroceso glaciar del HualcaHualca no fue uniforme y se asocian con fases de *reavance* o periodos en los que el glaciar se estabilizó temporalmente.

Pero como no se han detectado más fases húmedas relevantes en los registros paleoclimáticos centroandinos tras el ciclo Coipasa y los glaciares del HualcaHualca dependen de la cantidad de humedad para poder avanzar, se postula que esas morrenas se corresponden a episodios de estabilización o pulsaciones positivas rápidas que tuvieron lugar durante la transición entre el ciclo Coipasa / evento *Younger Dryas* y el clima árido que predominó desde el inicio del Holoceno.

Desde entonces, el proceso principal ha sido la retirada drástica del hielo hasta el punto de que el glaciar de Mucurca, a causa de su menor tamaño, desapareció poco después de que se produjeran las fases de *reavance* tardiglaciares. Las únicas evidencias de actividad glaciar reciente que se observan son morrenas de reducido tamaño que se localizan en las proximidades de los glaciares actuales de Huayuray y Mollebaya, cuyo origen se relaciona con la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

A pesar de que estos depósitos no se han datado con ninguna técnica absoluta para confirmar ese vínculo, se deduce a partir de su posición y envergadura y sobretodo de los resultados de la reconstrucción espacial del hielo que el avance que construyó esas morrenas fue de escasa entidad.

En Huayuray, el hielo se expandió  $0,2 \text{ km}^2$  respecto al año 1955 y su espesor alcanzó  $0,15 \text{ hm}^3$ . Su lengua descendió a una altitud mínima de 5.400 m y la Línea de Equilibrio del Glaciar (LEG) se situó a  $\sim 5.530$  (THAR, 0,57) -  $5.810$  (AAR, 0,67) msnm. En Mollebaya, la magnitud de la expansión fue ligeramente mayor que en Huayuray. El hielo cubrió  $0,5 \text{ km}^2$  más que en 1955 ( $1,3 \text{ km}^2$ ) y el espesor fue de  $0,1 \text{ hm}^3$ . El frente del hielo se estableció a 5.300 msnm, y la LEG estuvo localizada a  $\sim 5.640$  (THAR; 0,57) -  $5.740$  (AAR; 0,67) msnm, un intervalo altitudinal entre  $\sim 10$  y  $\sim 35$  m más bajo que el que presentó en el año 1955. En cambio, en Pujro Huayjo no se han encontrado restos de esos depósitos ya que el glaciar se degradó tras la erupción de los vents que se formaron cerca de la cabecera.

A partir de estos resultados se piensa que con un régimen de humedad similar al actual combinado con un descenso térmico notable, la ablación debió reducirse y en consecuencia las ganancias en el balance de masa fueron suficientes para que el glaciar experimentase una expansión de escasa magnitud. Esta situación debió producirse en la PEH porque ha sido el periodo frío más significativo en la historia del clima reciente.

No obstante, debería aplicarse algún método de datación para poder asegurar esta hipótesis. Para ello, una técnica eficaz puede ser la liquenometría aunque en volcanes próximos (Coropuna) se ha podido constatar que la especie utilizada con más frecuencia (*Rhizocarpon geographicum*) no crece a esa altitud debido a la aridez y la elevada radiación solar. Si se confirma su ausencia en el HualcaHualca, una solución sería sustituir

esta especie primicolonizadora por otra que también lo sea y que ofrezca resultados satisfactorios.

Desde la PEH no se han registrado más expansiones en los glaciares del HualcaHualca. Además, su estado en los años 1955 y 2000 revela una tendencia al retroceso. En 1955, la capa de hielo de Huayuray presentaba una extensión de  $2,2 \text{ km}^2$  y su volumen era de  $0,15 \text{ hm}^3$ . La altitud mínima de la lengua se situó a 5.500 msnm y la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) se elevó de 40 (AAR; 0,67) a 225 (THAR, 0,57) m desde el nivel de la PEH hasta  $\sim 5.755$  (THAR, 057) -  $5.850$  (AAR, 0,67) msnm.

Sin embargo, el contraste entre los resultados espaciales de los años 1955 y 2000 pone de manifiesto que el retroceso se ha acelerado entre esos dos años. Su superficie sufrió una reducción del 50% que equivale a una pérdida de  $\sim 1,0 \text{ km}^2$  comparado con el área de 1955. El elevado ritmo del deshielo también se refleja en el volumen, estimándose una contracción del 50 % respecto a 1955, o en la altitud del frente de hielo con un ascenso de  $\sim 300$  m, un valor tres veces más alto que el registrado entre la PEH y 1955.

La reconstrucción de la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) también corrobora la tendencia al retroceso del glaciar de Huayuray pues su posición se situó entre los  $\sim 5.755$  (THAR, 057) y  $\sim 5.850$  (AAR, 0,67) msnm en 1955 y a  $5.840 - 5.890$  msnm en el año 2000.

No obstante, las pérdidas entre los años 1955 y 2000 fueron inferiores en los glaciares de los otros dos valles. En Pujro Huayjo, el área del glaciar se redujo un 32%, su volumen experimentó una contracción de  $\sim 0,05 \text{ hm}^3$  y la lengua ascendió  $\sim 150$  m, hasta  $\sim 5.430$  msnm. La LEG se estableció entre  $\sim 5.610$  (AA; BR = 1) y  $\sim 5.725$  msnm (AAR; 0,67) pero en el año 2000, su posición se elevó de  $\sim 10$  (AA; BR=1) a  $\sim 55$  m (THAR; 0,57).

En Mollebaya, la extensión de hielo entre 1955 y 2000 disminuyó un 35%, el glaciar experimentó un adelgazamiento de  $\sim 0,02 \text{ hm}^3$  y el frente glaciar ascendió  $\sim 80$  m. Sin embargo, la posición de la LEG se ha mantenido estable en esos dos años y no ha mostrado cambios significativos en relación con el nivel altitudinal de la PEH.

Aunque no se ha tenido acceso al registro de datos de precipitación del Instituto Meteorológico Peruano para poder analizar si el deshielo de los años 1955 y 2000 está asociado estrictamente a cambios en la humedad, el contraste de la velocidad del retroceso



entre los glaciares del HualcaHualca apoya la idea que sugiere Rabatel *et al.* (2013) sobre la influencia de la temperatura en la naturaleza de las precipitaciones y el tiempo de permanencia del manto nival sobre el hielo ya que éste regula el albedo de la superficie del glaciar.

El inicio de las pérdidas de hielo en el HualcaHualca se acopla perfectamente con la tendencia al calentamiento del clima global desde 1955 y el ritmo de ascenso de las temperaturas propuesto por Vuille *et al.* (2008) para los Andes Centrales, por lo que la temperatura es el parámetro que ha intervenido en el notable retroceso reciente de los glaciares del HualcaHualca y de los glaciares centroandinos, como el Zongo y Chacaltaya (Bolivia). Su subida desde la segunda mitad del s. XX ha reducido el número de nevadas así como el grosor y la duración del manto nival que recubrió los glaciares y por eso el deshielo ha sido significativo en todo el territorio a pesar de que existan diferencias en la cantidad de precipitaciones que se registran en cada macizo.

Su repercusión se refleja con claridad en la evolución de los glaciares del HualcaHualca entre 1955 y 2000, y explica que la masa de hielo localizada en la orientación menos gélida (Huayuray) haya sido la más afectada. Se infiere que sus efectos adelgazaron y disminuyeron la superficie del manto nival y en consecuencia se incrementó la ablación del glaciar, principalmente por sublimación debido a la intensa radiación solar que incide en las cumbres.

De todos modos, en el futuro se debería estudiar si las precipitaciones han disminuido desde la década de los cincuenta del siglo pasado en los andes Centrales. En caso de confirmarse su reducción sería un factor adicional al calentamiento climático que sin duda habría contribuido en el retroceso de los glaciares del HualcaHualca. No obstante, la escasez de estaciones meteorológicas y su desigual distribución por la cordillera y el altiplano dificulta seriamente ese trabajo.

El vulcanismo no ha desempeñado ninguna función relevante en ese retroceso. A pesar de que en el Sabancaya se han registrado erupciones frecuentes en las décadas de los años ochenta y noventa que coinciden con el periodo de mayor retroceso reciente de los glaciares, no tuvieron ningún impacto o en todo caso fue mínimo porque de lo contrario las masas de hielo de Mollebaya y Pujro Huayjo, situadas a menor distancia del Sabancaya, habrían sufrido mayores pérdidas que el glaciar de Huayuray. Además, se ha comprobado

mediante el análisis geomorfológico que las columnas piroclásticas emitidas por el Sabancaya o el Ampato a lo largo de su historia eruptiva normalmente han sido dispersadas hacia el sur por el viento.

A pesar de que el deshielo ha sido generalizado en el marco de la Cordillera Centroandina durante las últimas décadas, según se deduce del contraste que se ha efectuado de las estimaciones de pérdidas de superficie de los glaciares del HualcaHualca, Coropuna, Cordillera Blanca y de la Cordillera Real de Bolivia, su magnitud difiere considerablemente en función de la entidad del glaciar sin que interfiera el tipo de clima.

El tiempo de respuesta de los glaciares de mayor extensión resulta más lento ante los cambios en el clima y es la causa de que existan glaciares próximos, como el HualcaHualca y el Coropuna, con ritmos de retroceso completamente diferentes a pesar de que ambos se encuentran bajo el mismo régimen climático.

Asimismo, el porte del glaciar también determina la magnitud de los efectos que generan los cambios en la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG). Si la LEG se eleva, su impacto es más acusado en los glaciares que poseen reducidas áreas de acumulación y bajos gradientes de balance masa, como es el caso del HualcaHualca, de tal forma que un mayor porcentaje de su superficie resulta vulnerable a la ablación y el ritmo de fusión se acelera.

Para comprobar si el retroceso ha continuado y si se ha producido a la misma velocidad o se ha acelerado en el HualcaHualca, es imprescindible ampliar la escala temporal y determinar la evolución de los glaciares a partir del año 2000. Pero esta tarea será difícil dado que no hay fotografías aéreas recientes y las imágenes de satélite disponibles a veces tienen una resolución espacial insuficiente que impide diferenciar con precisión el hielo de la nieve.

Conocer la evolución de los glaciares durante los últimos años es crucial, debido a su importancia como fuente de agua principal para el sistema natural, la población y el desarrollo tanto del altiplano como de las grandes metrópolis, sobre todo tras cuantificar el drástico retroceso que han experimentado en las últimas décadas y la relevancia de la humedad en sus balances de masa. Para ello, se considera esencial implementar una red de monitorización más precisa que consista en incrementar el número de estaciones meteorológicas con el fin de registrar con mayor precisión las fluctuaciones espaciales y temporales de las precipitaciones y las temperaturas.

Sobre los métodos empleados existen varias cuestiones que se deberían completar o mejorar en el futuro. En la cartografía geomorfológica queda pendiente realizar trabajos de campo en los sectores más inaccesibles del Complejo para verificar los depósitos glaciares que se han delimitado o incluir otros que no se hayan detectado durante el análisis de las fotografías aéreas.

El experimento que se ha desarrollado basado en calcular la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) mediante 4 métodos diferentes pone de manifiesto que el AAR (0,67), el AA (BR = 1) y AABR son las técnicas que ofrecen resultados más consistentes. De hecho, dada la similitud de sus datos, se han utilizado de referencia para calibrar las altitudes derivadas del THAR y así se ha determinado cuales de sus ratios son los más apropiados para los glaciares del HualcaHualca.

De los 4 ratios THAR que se han aplicado resulta que el 0,57 es el más adecuado para el HualcaHualca porque sus LEG's se asemejan a las de los métodos AAR (0,67) y AA (BR = 1). Por el contrario, el ratio menos favorable ha sido el 0,2 porque sobreestima las altitudes de las paleo-LEG's y LEG's. Los valores por encima de 0,6 tampoco son recomendables pues, como se ha demostrado al comparar los resultados de las paleo-LEGs del HualcaHualca con los del Coropuna, también tiende a sobreestimarlas.

En base a lo anterior, se propone que en glaciares de escasa entidad se introduzcan ratios comprendidos entre 0,5 y 0,57 en el método THAR mientras que en las masas de hielo de gran porte se apliquen valores comprendidos entre 0,3 y 0,4. Además, para que los cálculos de la depresión de la LEG puedan ser contrastados e interpretados a escala regional es preferible utilizar el año 1955 como referencia ya que esta fecha es la única con un vuelo fotogramétrico que cubre todo el territorio andino.

Otro error habitual en las estimaciones de la LEG que debe evitarse es utilizar de referencia el límite de las nieves perpetuas o *snowline* de un enclave o su extrapolación desde otro macizo montañoso, porque se sobredimensiona la extensión real del glaciar y en consecuencia se subestima la depresión de la paleo-LEG. Asimismo, también son imprecisas las reconstrucciones regionales pues en ellas se calcula el promedio de áreas con diferentes tipos de clima y se camuflan los efectos locales.

En este sentido, al comparar las estimaciones de la paleo-LEG en el HualcaHualca con los datos del resto de la cordillera centroandina resulta que durante el MEG se elevó de N a S

y de E a W como sucede en la actualidad. Pero para asegurar este comportamiento y constatar a partir de las evidencias glaciares que la fuente de humedad de los avances glaciares durante el Pleistoceno Tardío fue el Océano Atlántico es necesario realizar nuevos cálculos, especialmente en la Cordillera Oriental, porque allí se han detectado errores en los cálculos relacionados con el uso frecuente de la *snowline*.

Además, sería interesante que en el futuro se desarrollara en otros enclaves glaciares de los Andes Centrales un procedimiento experimental similar al que se ha planteado en el HualcaHualca para confirmar las sugerencias propuestas en este trabajo y en función de los resultados establecer un protocolo estándar que sirva de base para calcular la paleo-LEG y la LEG. Pero antes es fundamental mejorar el marco cronológico glacial centroandino pues si no existe el riesgo de analizar y contrastar fases glaciares que no son contemporáneas.

A la hora de datar depósitos glaciares con cosmonucleidos, el uso de diferentes modelos de escala para modular los efectos locales en la tasa de producción cosmogénica *in situ* es un problema crítico pendiente de resolver pues genera cronologías que sobreestiman o por el contrario subestiman la edad real de los depósitos glaciares. Estos errores aumentan las incertidumbres y las reconstrucciones glaciares y paleoclimáticas que se establecen pierden resolución y fiabilidad. De hecho, revisiones posteriores de algunos estudios efectuadas por los propios autores han revelado que las fechas iniciales envejecen o rejuvenecen al experimentar con esquemas diferentes.

La estrategia de algunos autores para solucionar este problema es seleccionar el mismo sistema de escala que se ha aplicado en trabajos previos. Aunque de esta forma los resultados pueden ser comparados, sería más apropiado desarrollar un esquema estándar basado en un criterio que reúna a todas o al mayor número de variables que influyen en la tasa de producción cosmogénica *in situ* en el marco andino, para que las fechas tengan una mayor precisión y las comparaciones y modelos paleoclimáticos sean más fiables. Este paso es ambicioso y requeriría un esfuerzo y una coordinación colectiva de los grupos de investigación interesados en conocer la evolución de los glaciares de la cordillera centroandina.

Otro factor común que claramente contribuye a elevar las incertidumbres en la edad de las morrenas son los procesos post-deposicionales que afectan a las morrenas. Los más habituales son la exhumación de bloques y la erosión de su superficie y ambos se

manifiestan en el HualcaHualca. El bloque de la morrena más externa de Mucurca es 4 - 8 ka más joven que los de Pujro Huayjo, Mollebaya y Huayuray, y se considera que es un bloque exhumado. Mientras que la muestra que se extrajo del bloque de la morrena del MEG en Huayuray resulta 1 ka más joven que la morrena intermedia por lo que cabe la posibilidad que haya sido erosionado y que su edad (17 ka) sea más antigua.

Para reducir el impacto de estos procesos a la hora de establecer la cronología de las morrenas del HualcaHualca con el cosmonucleido  $^{36}\text{Cl}$  y construir un modelo glacial y paleoclimático del Complejo Ampato más consistente y preciso, se propone tomar como mínimo 3 muestras en bloques de gran tamaño y sin signos de erosión superficial de cada morrena del HualcaHualca e incluir en la reconstrucción depósitos glaciares del estratovolcán Ampato, pues conserva un registro morrénico más amplio y menos deteriorado por la actividad volcánica que el Sabancaya.





## **5. CONCLUSIONES FINALES.**

### **5.1. La evolución volcánica, glaciár y periglaciár del Complejo Ampato.**

El Complejo Ampato se originó en el Plioceno, como consecuencia de un agudo incremento del ángulo de subducción entre las Placas de Nazca y Suramérica. Desde entonces, Nazca se ha introducido por debajo de Suramérica con una inclinación mayor a 30°, permitiéndola alcanzar el manto superior.

A esa profundidad, la corteza oceánica está sometida a elevadas presiones y temperaturas y se deshidrata. La liberación de agua funde parcialmente el manto superior y periódicamente se generan magmas cuyo desplazamiento hasta la superficie se produce a través de fracturas creadas por la intensa deformación tectónica.

Las primeras manifestaciones volcánicas tuvieron lugar en el HualcaHualca hace  $2.2 \pm 0.15$  Ma, y se caracterizaron por la alternancia de eventos efusivos y explosivos. Los productos emitidos, básicamente lavas y piroclastos, recubrieron series estratigráficas del Mesozoico y capas riolíticas y dacíticas del Plioceno que constituyen el basamento del volcán.

Estas fases iniciales en la construcción del HualcaHualca presentaron altas tasas de emisión que al combinarse con reducidos niveles de erosión, debido a un clima árido constante durante largos periodos de tiempo relacionado con el afloramiento de la corriente de Humboldt y el Anticiclón del Pacífico Sur, permitieron que el edificio se elevara rápidamente hasta ~ 6.000 msnm en el Pleistoceno Inferior.

Un ritmo de crecimiento tan alto fue favorable para que en sus cumbres se formaran masas de hielo durante los ciclos glaciales. De hecho, en la ladera NW del HualcaHualca se han descubierto restos morrénicos deteriorados y desconectados de las cabeceras actuales, que se vinculan con un evento frío/húmedo antiguo que probablemente data del Pleistoceno Inferior o Medio.

Se postula que estos paleoglaciares tuvieron un papel decisivo en la evolución posterior del edificio, pues su deshielo debió proporcionar agua al sistema hidrotermal que provocó la alteración del edificio. Así, su efecto junto con la actividad sísmica ligada al sistema de fallas Huambo-Cabanaconde que atraviesan el sector septentrional del volcán, y la

influencia del profundo encajamiento del río Colca causaron la desestabilización y el colapso de su flanco norte hace 180 ka.

El resultado de este proceso tuvo un acusado impacto geomorfológico en el HualcaHualca y su entorno, que se refleja claramente en el paisaje actual. La avalancha de escombros que derivó del colapso se desplazó 16 km hacia el N y la masa de roca rellenó el valle del Colca. En consecuencia, la corriente fluvial se obturó y río arriba se formó un lago, pues existen potentes depósitos lacustres en las dos paredes del valle. Por su parte, el flanco N del HualcaHualca se transformó en una caldera abierta hacia el norte de 16 km de diámetro mayor y 1.600 m de profundidad máxima.

A la vez o tras el colapso del HualcaHualca, se inició la génesis del volcán Ampato. Al inicio, su construcción consistió en una sucesión de episodios efusivos y explosivos, y el material andesítico-dacítico expulsado se acumuló sobre la ladera sur del HualcaHualca.

El ritmo de emisión fue elevado hasta el punto de que en el Pleistoceno Superior ya se había levantado un edificio poligenético de 6.000 msnm, aunque una erupción explosiva destruyó parcialmente el cráter al final de esta fase. No obstante, eventos efusivos posteriores emitieron lavas viscosas que cubrieron ese cráter y contribuyeron a elevar aún más al estratovolcán.

A continuación, sobre los flancos norte del Ampato y sur del HualcaHualca se formó el Sabancaya. Los mecanismos eruptivos que intervinieron en su formación fueron similares a los descritos en las primeras etapas de esos dos volcanes, y los productos que generaron representan los niveles que sostienen al moderno Sabancaya.

Esta actividad en el Ampato y Sabancaya estuvo acompañada por un nuevo ciclo eruptivo de tipo efusivo en el HualcaHualca, que dio lugar a una serie de domos de lava en las cumbres. Su presencia indica una intensificación de los procesos de diferenciación magmática, al incrementarse el periodo de residencia del material fundido en los reservorios que alimentan al volcán.

Pero se interpreta que después las condiciones en la cámara magmática volvieron a cambiar, y el resultado fue el desarrollo de una nueva estructura poligenética que marca el final del proceso constructivo del HualcaHualca en la vertical.

La última erupción en la cima se produjo en el borde meridional donde se formó un domo de lava adventicio. Su génesis implicó una migración de la actividad volcánica hacia el sur y la causa se ha atribuido a una disminución de la tasa de emisión y el aumento de la viscosidad del magma, al tener que atravesar una litosfera continental cada vez más gruesa e incrementarse su tiempo de permanencia en el interior de la cámara.

Por el contrario, el Ampato experimentó una evolución completamente diferente pues una sucesión de erupciones efusivas y explosivas separadas por periodos de tiempo de calma volcánica, debido a la migración paulatina del punto de emisión hacia el sur, construyeron cuatro edificios superpuestos.

Simultáneamente, pero en esta ocasión al pie del Ampato, tuvo lugar una erupción basal asociada a una red de fracturas con orientación E-W. El resultado fue la formación de una serie de domos que se encuentran parcialmente sepultados por potentes lavas, emitidas desde las bocas principales del Ampato hace  $40.0 \pm 5$  Ka.

Sin embargo, el volumen de material que surgió desde las bocas principales del Ampato tendió a disminuir como consecuencia de un aumento de la viscosidad del magma y una reducción de la tasa de emisión. Esta pauta eruptiva se ha deducido a partir de la longitud de las lavas, ya que las coladas que se extienden hasta la base del volcán poseen una longitud máxima de 12 km, y las situadas en torno al cráter apenas miden 2 km.

Mientras tanto, en el HualcaHualca se produjeron nuevas erupciones en el interior de la caldera, asociadas con la descompresión originada por el deslizamiento lateral y alimentadas por el magma conservado o nuevo reinyectado en los reservorios, que dieron lugar a conos de lava, domos y en menor medida conos de escorias. La fase más antigua abarca el desarrollo del Cerro Ahuashune, que al apoyarse sobre potentes flujos lávicos y los escombros de la avalancha preexistentes pudo elevarse ~ 200 m desde su base. Mientras que los eventos recientes se caracterizaron por un drástico descenso del aporte de material volcánico, ligado tanto al agotamiento del magma en los reservorios como a un incremento de su viscosidad que se refleja en la reducida longitud y escaso espesor de las coladas de lava.

Los procesos de modelado no actuaron con eficacia sobre los relieves volcánicos del Complejo Ampato hasta el Pleistoceno Tardío, cuando los ciclos húmedos Tauca y Coipasa, en sincronía con los eventos fríos *Heinrich 1* (H1; 17,5 - 15 ka) y *Younger Dryas* (YD; 13 - 11,7 ka), deprimieron abruptamente la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) entre ~ 335 y ~ 875 m desde la cota de 1955 y una extensa capa de hielo cubrió el Complejo casi en su totalidad. Además, la expansión del piso bioclimático muy frío afectó a las formaciones vegetales, desplazándolas a franjas del territorio situadas a menor altitud que reunían unas condiciones ambientales más favorables para su desarrollo.

A partir de este escenario se ha deducido que las elevadas ganancias en los balances de masa de los glaciares coincidieron con un periodo prolongado de calma volcánica, así que la magnitud de los avances glaciares se ajusta fielmente a los cambios que experimentaron las variables climáticas.

El origen de estos episodios húmedos se ha relacionado con el colapso de la corriente termohalina o *conveyor belt* al interrumpirse el proceso de creación de agua profunda en el Atlántico Norte, debido a la descarga masiva de *icebergs* durante el evento frío H1 y las megainundaciones generadas por la deglaciación de los casquetes de hielo Laurentino y Finoescandinavo en el YD.

Ante la ausencia de morrenas del Último Máximo Glacial (UMG) y la rápida respuesta de los glaciares del Complejo Ampato a los episodios húmedos Tauca y Coipasa, se ha confirmado la hipótesis inicial propuesta por Hastenrath (1971), Klein *et al.* (1999) y Amman *et al.* (2001) sobre la estrecha relación entre los balances de masa de los glaciares subtropicales y las precipitaciones.

Sin embargo, la reconstrucción cronológica que se ha obtenido en el Complejo Ampato no está en absoluto de acuerdo con el planteamiento de Seltzer *et al.* (2000); Seltzer *et al.* (2002) y Smith *et al.* (2005) en el que enuncia que la Máxima Extensión de los glaciares centroandinos se produjo con anterioridad al UMG.



Pero el MEG no fue sincrónico en el Complejo Ampato, porque la topografía que ha resultado de cada proceso volcánico y la influencia de la proximidad del altiplano han sido factores críticos que han ejercido un fuerte control en el comportamiento de los glaciares. El colapso volcánico del HualcaHualca formó amplias y profundas áreas de acumulación en las cimas que funcionaron como fábricas de voluminosos flujos de hielo durante el H1 y YD. Además, ese proceso destructivo creó laderas de fuertes pendientes por las que se deslizaron lenguas cuyos frentes se situaron a una altitud mínima de 3.650 m, y donde alcanzaron un punto de equilibrio con el clima.

Otro factor crítico adicional a la topografía que explica el mayor impacto del glaciarismo en el HualcaHualca, radica en la existencia de potentes mantos de alteración preexistentes que resultaron de los efectos del hidrotermalismo durante las primeras etapas de desarrollo del edificio. Así que cuando los flujos de hielo del HualcaHualca avanzaron por las laderas de pronunciadas pendientes durante los eventos H1 y YD, sus frentes penetraron en el sustrato con más facilidad.

Las huellas que confirman la conjunción de potentes lenguas de hielo y la existencia de mantos de alteración en las laderas, son evidentes y se distribuyen ampliamente por todo el volcán. Entre ellas destacan profundas y alargadas artesas, focos de emisión secundarios así como lavas con signos de pulimiento o parcialmente desmantelados y voluminosas formaciones morrénicas en sus valles.

En el valle de Huayuray se ha calculado que durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG), el hielo cubrió una superficie de  $\sim 22,5 \text{ km}^2$ , su espesor alcanzó  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$  y la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) se emplazó a  $\sim 4.960$  (THAR; 0,57) -  $5.200$  msnm (AAR; 0,67). En Pujro Huayjo, los parámetros del glaciar fueron similares a los de Huayuray, con una superficie de  $\sim 24 \text{ km}^2$  y un espesor de  $\sim 1,5 \text{ hm}^3$ ; asimismo, su frente se localizó a  $4.315$  msnm, mientras que la LEG descendió hasta  $\sim 4.940$  (AA; BR=1) -  $5.390$  (AAR; 0,67) msnm.

Pero las reconstrucciones que se han efectuado en los valles de Mollebaya y Mucurca muestran que sus dimensiones en el MEG resultaron claramente inferiores a los de Huayuray y Pujro Huayjo. El de Mollebaya se expandió  $\sim 18 \text{ km}^2$ , su volumen fue de  $1,15$

hm<sup>3</sup> y el frente se emplazó a 4.315 msnm. Mientras que la LEG bajó a ~ 5.070 (AA; BR=1) - 5.350 (AAR; 0,67) msnm.

Por su parte, el flujo de hielo de Mucurca tuvo una superficie de ~ 8 km<sup>2</sup>, un espesor de ~ 0,5 hm<sup>3</sup> y su frente avanzó hasta el mismo nivel altitudinal que en Mollebaya. En cambio, la LEG de Mucurca se deprimió más que en los otros tres valles, hasta ~ 4.820 (THAR; 0,57) y ~ 4930 (AAR; 0,67) msnm, lo que pone de manifiesto la elevada sensibilidad de las masas de hielo de reducida entidad a los cambios climáticos.

Sin embargo, los volcanes Ampato y Sabancaya no han experimentado ni colapsos ni explosiones de elevada magnitud en las últimas etapas de su desarrollo y tampoco han sufrido los efectos del hidrotermalismo. En consecuencia, sus sectores más elevados presentan, a diferencia del HualcaHualca, un menor número de concavidades y, por lo tanto, son menos favorables para la acumulación nival y la instalación y desarrollo de aparatos glaciares.

Este hecho se refleja sobretodo en el estratovolcán Ampato, donde se han diferenciado valles glaciares de escasa profundidad y complejos morrénicos en los que existen cordones alargados y de baja altura, cuyo origen se ha asociado con el empuje efectuado por delgadas lenguas de hielo que se caracterizan por una escasa capacidad de excavación.

El retroceso de los glaciares desde sus posiciones de máximo avance se produjo abruptamente hace 13-10 ka. No se han encontrado evidencias de que en el origen de este proceso haya intervenido la actividad volcánica, pero la similitud de estas fechas con las cronologías glaciares centroandinas disponibles y su elevada correlación con otros proxies continentales y marinos regionales permite afirmar que la causa fue una combinación de descensos drásticos en la cuantía de las precipitaciones, tras restablecerse el circuito termohalino del Atlántico Norte, y un calentamiento generalizado del clima.

Sin embargo, la interacción entre el vulcanismo y los glaciares pasó a un primer plano durante el Holoceno. Después de iniciarse la deglaciación, el Sabancaya entró en una fase de actividad prolongada en la que emitió elevados volúmenes de material volcánico. Las primeras erupciones de esta etapa se produjeron en el límite entre el HualcaHualca y el Sabancaya, y el resultado fue la formación de una serie de domos andesíticos y dacíticos

que rellenaron valles glaciares excavados durante la Máxima Extensión de los Glaciares (MEG).

En los conos principales del Sabancaya también se registraron erupciones relevantes hace 8,5 y 5,5 Ka que consistieron fundamentalmente en la emisión de flujos de lava. Estos eventos ocasionaron graves daños en el relieve glaciar de su entorno, pues han rellenado circos y artesas glaciares o han destruido complejos morrénicos heredados del MEG. Una evidencia consistente de este proceso es que se han descubierto cordones morrénicos del MEG en la vertiente este Sabancaya que están parcialmente recubiertos por potentes coladas de lava.

Pero hay que resaltar que el MEG ha tenido repercusiones positivas en las erupciones post-glaciales, ya que los glaciares eliminaron irregularidades del terreno, de tal forma que las lavas emitidas por el Sabancaya pudieron fluir ladera abajo, a pesar de su viscosidad, o canalizarse por las artesas. No obstante, otras veces los depósitos de till han provocado el efecto contrario, ya que constituyen grandes obstáculos que han reducido el ritmo de avance de las lavas o directamente las han detenido, acelerando su enfriamiento. Varios ejemplos de estas interacciones se han documentado en la cara oeste del HualcaHualca.

A pesar de que el proceso de deglaciación ha sido marcado en el HualcaHualca, se han encontrado series morrénicas en los valles de Huayuray, Pujro Huayjo, Mollebaya y Mucurca que se sitúan entre el MEG y los frentes actuales. Estos depósitos se han relacionado esencialmente con fases de estabilización de los glaciares ligadas a rápidas fluctuaciones de sus frentes al pasar de un periodo hiperhúmedo a otro más árido o a los efectos de factores locales como la orientación o la carga de detritos supraglaciares, puesto que su evolución está regida por los cambios de humedad y en los archivos paleoclimáticos del altiplano no se han registrado más eventos húmedos significativos después del ciclo Coipasa.

El deshielo ha tenido varios efectos en el relieve del Complejo y del entorno. Uno de ellos ha sido la formación de abanicos aluviales, al haberse mezclado el agua de fusión con los piroclastos de las laderas que han sido expulsados por las erupciones volcánicas o con el material removido por los glaciares. Asimismo, el retroceso ha generado caudales, a veces

voluminosos, que han contribuido en el enérgico encajamiento del río Colca, un proceso activo desde hace 13 Ma que ha dado lugar a un cañón de 3 km de profundidad.

Además, a medida que retrocedían los glaciares durante el Holoceno, el piso bioclimático frío se extendió gradualmente por el territorio y las oscilaciones térmicas diarias en torno a 0° C han formado un amplio espectro de relieves periglaciares entre las cuales destacan los glaciares rocosos. De los 65 lóbulos que se han identificado, el 60% se formaron en las paredes orientadas al sur y suroeste mientras que el 40% restante se distribuye por las vertientes noroeste y oeste.

Los enfriamientos climáticos puntuales, como el de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), han desempeñado un papel fundamental en su génesis y otras formas periglaciares, como taludes y conos de derrubios, al agudizar los ciclos de hielo/deshielo y elevar la producción de partículas.

Pero estos eventos fríos también tuvieron repercusiones relevantes en las masas de hielo. De hecho, se han encontrado morrenas de reducida entidad localizadas en torno a las lenguas actuales cuyo origen se ha asociado a la PEH. La razón es que los resultados de la reconstrucción espacial de los glaciares que se ha llevado a cabo en los valles del HualcaHualca indican que esas morrenas están vinculadas a una expansión de reducida magnitud, situación que concuerda con la PEH pues se estima que solamente una reducción significativa de la ablación, a causa de un descenso térmico, generó un balance de masa positivo acorde con las proporciones de ese avance.

Sin embargo, no todos los glaciares del HualcaHualca se expandieron durante la PEH. En las proximidades de la lengua actual de Pujro Huayjo se han identificado dos vents cuya erupción coincidió con ese evento climático. Las lavas emitidas al tener contacto con el hielo causaron su fusión, a pesar de que las condiciones eran óptimas para que pudiera avanzar. El análisis geomorfológico demostró que no existen morrenas en torno a la cabecera, esto es una evidencia, a diferencia de Huayuray y Mollebaya. Por otro lado, las bocas y las coladas asociadas conservan sus rasgos primarios, lo que demuestra que ambas estructuras no fueron sometidas a la acción erosiva del hielo.

Recientemente, los efectos más significativos del vulcanismo en los glaciares han sido los deshielos causados por las emisiones que tuvieron lugar durante la segunda mitad del s.

XX en el Sabancaya. El glaciar que previamente existía en su cima se fundió y en consecuencia se formaron varios lahares que descendieron por sus valles. En la actualidad, del glaciar solo quedan restos aislados en la cara SE próximos al cráter que se encuentran recubiertos por material piroclástico.

Sin embargo, la actividad del Sabancaya no ha influido en el marcado retroceso que han experimentado los glaciares del HualcaHualca desde el año 1955. Se ha determinado que la principal causa de este proceso, es el calentamiento climático que ha experimentado la atmósfera centroandina desde entonces, confirmándose la hipótesis que sugiere Rabatel *et al.* (2013) para explicar las elevadas pérdidas registradas en otros glaciares centroandinos desde la Pequeña Edad del Hielo (PEH), y especialmente durante las últimas décadas.

Entre los años 1955 y 2000, los cálculos que se han realizado indican que el piso bioclimático muy frío se ha contraído notablemente. Los glaciares de Pujro Huayjo y Mollebaya retrocedieron un 35%, aunque en Huayuray se estima que las pérdidas se elevaron al 50%. La posición del frente de hielo también experimentó cambios significativos en los tres valles pero también fue más drástica en Huayuray donde ascendió 300 m, mientras que su Línea de Equilibrio Glaciar (LEG) se elevó de ~ 40 a ~ 85 m.

El medio periglacial también se ha degradado por los efectos del calentamiento climático durante el Holoceno. La señal es que se ha observado una generación de glaciares rocosos inactivos o relictos entre ~ 4.600 y ~ 5.000 msnm, mientras que la generación activa se sitúa a ~ 5.000 msnm - 5.500 msnm y comprende el área potencial actual de formación de permafrost.

Por el contrario, el piso bioclimático forestal ha sido el que más se ha beneficiado de la deglaciación del Complejo Ampato. Aunque la presión humana dificulta la expansión de los bosques de Queñua (*Polylepis sp.*), las formaciones arbustivas y herbáceas han colonizado nichos que estuvieron cubiertos por el hielo durante la Máxima Extensión Glaciar (MEG) o bajo la influencia del dominio periglacial. Actualmente se sitúa entre los 3.500 y 5.000 msnm, pero si el calentamiento continua en las próximas décadas podría ocupar la franja altitudinal en la que se encuentran los glaciares rocosos inactivos.

Además, si en el futuro prosiguen o se acentúan las pérdidas en las reservas hídricas en estado sólido, es posible que en el HualcaHualca desarrolle procesos de ladera debido a



una mayor circulación de agua, en un edificio cuya estructura ya se encuentra debilitada por el hidrotermalismo desde hace decenas de miles de años.

El impacto de nuevos y frecuentes procesos de remoción en masa, estaría vinculado a la existencia de agua tanto en superficie como en el subsuelo y a su efecto de lubricación de partículas que sumado a la existencia fuertes pendientes, favorece que las masas de detritos se desplacen a elevada velocidad, llegando a afectar incluso a espacios que se sitúan lejos del volcán. Este escenario, junto a la formación de nuevos lahares, representa una amenaza para la población, la agricultura y la expansión de la actividad turística que se ha desarrollado durante las últimas décadas en el valle del Colca.

## **5.2. Evaluación de los métodos utilizados en la investigación.**

Para proporcionar respuestas a las cuestiones planteadas y cumplir con los objetivos de la investigación, se han seleccionado métodos cuya validez ha sido suficientemente contrastada en la literatura. Además, siempre que ha sido posible, los resultados se han comparado con los de otros trabajos similares de la cordillera centroandina que sirven de referencia para verificar que no se han cometido errores en su aplicación.

No obstante, en algunos procesos experimentales han surgido problemas, pero se han adoptado alternativas para tratar de solucionarlos o se han introducido ideas innovadoras, en consonancia con las características del área de estudio, que han aportado resultados interesantes a pesar de que no se haya aplicado estrictamente el protocolo original.

El análisis y la elaboración de una cartografía geomorfológica han resultado esenciales para localizar las formas del relieve, deducir los procesos endógenos o exógenos implicados en su génesis, y establecer una hipótesis de la evolución volcánica, glacial y periglacial del Complejo Ampato.

Pero a pesar de que los resultados son satisfactorios, durante el desarrollo metodológico han existido limitaciones entre las cuales destaca la escala del mapa topográfico de base. En el Instituto Geográfico Nacional de Perú solo está disponible el mapa 1:100.000, por lo que fue necesario ampliarlo a 1:20.000 para poder representar con precisión la información geomorfológica. Aunque esta solución mejoró notablemente la situación inicial, en el proceso de transformación siempre se pierde calidad y nunca se obtendrá la misma

resolución que si desde un principio se hubiese utilizado una escala mayor de acuerdo con las necesidades de la investigación.

La interpretación geomorfológica también estuvo sometida a importantes deficiencias ligadas con la calidad y resolución temporal de los fotogramas. Solo se analizaron las fotografías aéreas de 1955, porque en el Instituto Geográfico Nacional de Perú no había más vuelos que abarcasen la totalidad del área de estudio. Además, se encontraron huecos en algunos pares estereoscópicos que dificultaron la fotointerpretación, así que se tuvo que recurrir a imágenes, tanto del satélite *Landsat* como de *Googleearth*, para estudiar el relieve de esos sectores y poder completar el análisis de todo el territorio.

Es necesario que las instituciones peruanas implicadas en la monitorización de la evolución de los glaciares y el permafrost o las encargadas de estudiar y gestionar los peligros y riesgos naturales reciban un mayor apoyo económico para que generen nuevo material fotogramétrico y cartográfico. A pesar de que los recursos financieros del país son limitados y que un elevado porcentaje de la población vive por debajo del umbral de la pobreza, se piensa que es imprescindible destinar una partida presupuestaria suficiente para la elaboración de ese material y así poder desarrollar estudios con la suficiente calidad que permitan evitar o al menos mitigar los daños que puedan ocasionar posibles catástrofes en la población.

Otra cuestión delicada fue la transformación de la cartografía elaborada a mano a un formato digital. Aunque se hizo con el mayor cuidado posible, el proceso que comprende su escaneo, referenciación mediante una serie de puntos de control y digitalización en *Arcgis* ha debido generar una serie de errores encadenados que han podido repercutir en la precisión de las medidas posteriores, como por ejemplo la reconstrucción de la superficie de los paleoglaciares.

Si en el futuro se desarrollan trabajos similares en otras áreas y existen medios económicos suficientes, sería aconsejable elaborar el mapa geomorfológico directamente en formato digital mediante un sistema de fotointerpretación y digitalización en 3D. De esta manera, pueden reducirse las imprecisiones mostradas anteriormente y se ahorra tiempo que puede

ser empleado en otras actividades como trabajos de campo, la toma de muestras para datar con  $^{36}\text{Cl}$  u otras técnicas absolutas y la elaboración de modelos evolutivos.

Por otro lado, el perfil topogeomorfológico no incluye todos los sectores del mapa porque el resultado habría sido demasiado complejo, pero se ha trazado por las principales formas del relieve así que es suficiente para reconstruir la historia eruptiva del Complejo Ampato. En el futuro, se podrían levantar perfiles parciales de áreas concretas para mejorar o corroborar el modelo evolutivo que se ha propuesto así como para analizar el peligro y el riesgo volcánico.

La verificación de la cartografía geomorfológica en las campañas de campo estuvo condicionada por la altitud, el clima, la dificultad de acceso a determinadas áreas del Complejo Ampato, la disponibilidad de camionetas etc., así que no se han podido comprobar *in situ* ciertos sectores del mapa. Para tratar de solucionar este problema, se han analizado todas las fuentes de información que han estado al alcance como fotos aéreas oblicuas, imágenes de satélite y *Googleearth* con el propósito de confirmar que la información que se ha plasmado en el mapa, derivada de la fotointerpretación, es correcta.

Otro aspecto que debería desarrollarse consiste en aumentar el número de dataciones absolutas de las formas y depósitos volcánicos. Estas cronologías se sumarían a las que ya existen, y tras comprobar si se ajustan a la secuencia relativa que proporciona la cartografía geomorfológica se podría construir un modelo evolutivo del relieve más sólido.

En cuanto a la evolución glacial, las superficies glaciares correspondientes a los años 1955 y 2000 pueden presentar errores ligados a la distinción del hielo y la nieve, aunque si existen deben ser mínimos ya que la fotointerpretación y el tratamiento de las imágenes de satélite se han llevado a cabo con el mayor rigor posible.

No obstante, donde es más probable que haya sobreestimaciones es en la cartografía del hielo correspondiente al año 2000 puesto que en su delimitación se utilizó una imagen del satélite *Landsat TM* cuya resolución espacial es sensiblemente más reducida que la de otros sensores como *Quickbird* o *Ikonos*. El motivo de su uso ha estado sujeto a

limitaciones económicas, dado que el precio de una imagen *Quickbird* o *Ikonos* que incluyese toda el área de cumbres del Complejo resultó demasiado elevado.

El experimento diseñado para estimar la Línea de Equilibrio Glaciar (LEG), basado en aplicar 4 métodos diferentes así como distintos ratios en cada valle, ha dado resultados positivos. Además, se ha establecido, mediante el contraste de los datos, que los métodos que mejor se ajustan a los glaciares del Complejo Ampato son el AAR (0,67), el AA (BR=1) y el AABR. Sin embargo, el THAR solo es adecuado si se usa el ratio 0,57 pues los ratios 0,5; 0,4 y especialmente el 0,2 sobreestiman la LEG según se ha deducido al compararlos con el AAR (0,67), el AA (BR=1) y el AABR.

Sería interesante repetir este experimento en otros enclaves similares con el fin de corroborar si los mejores resultados también derivan de los mismos métodos y ratios que en el Complejo Ampato. En caso de confirmarse, podría ser el primer paso para establecer un procedimiento consistente con el que calcular sistemáticamente la LEG de los glaciares centroandinos. De esta manera, se pueden obtener modelos paleoclimáticos o plantear escenarios futuros de mayor calidad y fiabilidad en la zona tropical.

Pero antes de llevar a cabo esa experimentación, hay dos cuestiones fundamentales que deberían mejorar considerablemente; por un lado, como ya se ha planteado, sería contar con más y mejores medios cartográficos y, por otro, datar con precisión las formaciones morrénicas. De lo contrario, las incertidumbres en los cálculos de las paleo-LEGs se elevan, al no poderse reconstruir con precisión la topografía del paleoglaciar y no conocerse con mínima certeza a que periodo se corresponde el estado del balance de masa.

Para resolver la falta de cronologías absolutas en las morrenas de la Cordillera Centroandina y el Complejo Ampato, donde escasea la materia orgánica debido a la aridez del clima, un método eficaz que ha sido aplicado con éxito es el uso de cosmonucleidos a partir de los cuales se ha cuantificado el tiempo que su superficie ha estado expuesta a la radiación cósmica. Además, como ofrecen un amplio rango cronológico permiten estimar la edad de depósitos ligados a estadales más antiguos que el último ciclo glacial.

Aunque en la mayoría de los trabajos centroandinos publicados se han utilizado los isótopos  $^{10}\text{Be}$  y el  $^3\text{H}$ , la aplicación del cosmonucleido  $^{36}\text{Cl}$  en el Complejo Ampato ha resultado consistente. No obstante, para construir una secuencia cronológica más fehaciente de la evolución de sus glaciares es esencial tomar un mayor número de muestras en cada morrena y ampliar el estudio al estratovolcán Ampato.

De esta manera, se podría afianzar la hipótesis que se ha planteado en este trabajo en la que se demuestra una estrecha relación entre los glaciares y los ciclos húmedos. Además, permitiría revelar si todas las masas de hielo del Complejo Ampato experimentaron una respuesta uniforme ante esos cambios climáticos o si se han producido anomalías en su comportamiento relacionadas con efectos producidos por parámetros de control locales como la topografía.

Sin embargo, se han detectado limitaciones en este método relacionadas con los efectos producidos por procesos post-deposicionales en las morrenas, como la exhumación de bloques, su rotación o la erosión de sus superficies. En menor medida, aunque no por ello deja de ser relevante, otros factores también han podido tener una repercusión negativa en los cálculos de las fechas. Entre ellos destaca el efecto *shielding* provocado por el material piroclástico emitido en las erupciones volcánicas o la cubierta de nieve cuyo tiempo de permanencia habría aumentado debido al sustancial incremento de la humedad que tuvo lugar durante los estadiales *Heinrich 1* y *Younger Dryas*.

Aunque se trataron de minimizar estos impactos al tomar las muestras en bloques de gran tamaño sin signos erosivos en la superficie, dos de las edades han resultado entre 1 y 4 ka más jóvenes de lo que les correspondería según se ha deducido tanto del contraste con las fechas obtenidas en las demás morrenas como de la secuencia relativa obtenida de la cartografía.

Una estrategia, como ya se ha indicado anteriormente, que contribuiría a reducir las incertidumbres que causan esos procesos y efectos sería extraer al menos 3 muestras en cada morrena. Después, se calculan sus edades y tras un análisis estadístico se descartan



aquellas que se sitúan en los extremos del rango o las que se desvían significativamente de la moda.

### **5.3. Cuestiones pendientes y sugerencias metodológicas para resolverlas en el futuro.**

A pesar del esfuerzo realizado, existen aspectos que todavía se desconocen sobre la evolución volcánica, glaciar y periglacial del Complejo Ampato. Además, nuevos interrogantes han surgido a partir de los datos e interpretaciones que se han aportado en esta investigación. A continuación, se plantean algunas cuestiones que quedan abiertas para trabajos futuros, acompañadas de algunas ideas que pueden ser útiles para resolverlas:

- Aunque se ha definido el mecanismo que probablemente causó el colapso del flanco septentrional del HualcaHualca, sería interesante analizar los depósitos que se conservan de la avalancha para comprobar si en su origen estuvieron implicados procesos magmáticos. Una forma de abordar este estudio es realizar análisis sedimentológicos de detalle y determinar si existen fragmentos de domos o productos juveniles en el depósito.
- Se desconoce si la caldera se produjo a partir de un único colapso o si es el resultado de una serie de deslizamientos laterales parciales separados temporalmente entre sí.
- No se ha determinado la edad de las morrenas antiguas localizadas en la vertiente NE del HualcaHualca. A pesar de su antigüedad, el uso del cosmonucleido  $^{36}\text{Cl}$  es perfectamente válido ya que puede datar depósitos y formas del relieve de hasta 300 ka. Además, es preferible datar con un mismo método para establecer una secuencia coherente.
- Tampoco se sabe si el origen de las morrenas antiguas está asociado a fases húmedas o eventos fríos. Una vez datadas con precisión, se pueden establecer correlaciones con otros registros paleoclimáticos de elevada resolución temporal y así deducir en que contexto climático tuvo lugar su formación.
- No se ha establecido la edad absoluta ni de los relieves volcánicos que constituyen el Complejo ni de las formaciones morrénicas asociadas a los estratovolcanes Ampato y Sabancaya o de los glaciares rocosos. Una estrategia sería seleccionar en

la cartografía geomorfológica una serie de formas volcánicas, glaciares y periglaciares que se consideren claves y llevar a cabo un ambicioso plan de toma de muestras, para datar con  $^{36}\text{Cl}$  y otros métodos como  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , lo que requeriría un esfuerzo económico notable y prolongadas campañas de campo. Además, toda la información resultante sería valiosa para construir un modelo evolutivo del Complejo Ampato más consistente.

- Además, si se incrementa el número de dataciones absolutas puede comprobarse si en el Complejo Ampato definitivamente no existen morrenas relacionadas con Último Máximo Glacial y si todos los glaciares alcanzaron su máxima extensión durante los eventos *Heinrich 1* y *Younger Dryas*.
- Se desconoce cuál es la extensión real del permafrost, su estado actual o los efectos del calentamiento del clima o del calor geotérmico en su distribución. Una metodología que podría desarrollarse consiste en instalar una red de sensores térmicos para registrar la temperatura del aire y suelo a diferentes profundidades. Este experimento ha tenido éxito en volcanes próximos, como el Chachani o el Misti, y los datos servirían para construir modelos locales y regionales de su distribución de gran utilidad para monitorizar la evolución de los recursos hídricos en estado sólido.
- Un tema de gran interés para la supervivencia y el desarrollo de la población que habita en el área de influencia del Complejo Ampato es investigar el estado actual de sus glaciares y cuál ha sido su evolución a partir del año 2000. En las imágenes disponibles en *googleearth* o en imágenes Landsat se han podido observar notables pérdidas en algunos sectores, como en la cabecera de Huayuray, lo que indica que el retroceso registrado en los años 1955 y 2000 ha continuado o incluso se ha acelerado. No obstante, para comprobar estas observaciones es necesario contar con imágenes de alta resolución de varios años (p.ej. 2005, 2010 y 2015). De esta manera, se pueden cartografiar con precisión las masas de hielo, cuantificar las pérdidas, calcular la Línea de Equilibrio Glaciar y estimar tasas de deglaciación a partir de las cuales se pueden establecer escenarios futuros de su tendencia.
- Hay que reunir más evidencias para confirmar que las fases de *reavance* Tardiglaciares y Neoglaciares son periodos de estabilización del glaciar y que las morrenas localizadas en torno a los frentes actuales se formaron durante la Pequeña

Edad del Hielo. Para constatarlo se pueden aplicar métodos cosmogénicos para los estadios más antiguos o liquenométricos para las fases más recientes y establecer correlaciones con otros *proxies* paleoclimáticos para desvelar si su origen tiene una conexión con causas climáticas o son el resultado de la influencia de factores locales o de la propia dinámica glaciaria.

- Por último, aunque se han presentado hechos que demuestran que las masas de hielo de las cordilleras áridas responden básicamente a fluctuaciones de las precipitaciones mientras que los de las cordilleras húmedas son más sensibles a los cambios térmicos, se debería comprobar si esta hipótesis definitivamente es consistente con nuevas reconstrucciones espacio-temporales de los glaciares en otros enclaves que todavía están sin estudiar. Estos trabajos también servirían para mejorar los modelos paleoclimáticos y generar escenarios futuros más precisos en el ámbito tropical, que según las investigaciones más recientes desempeña una función determinante en el sistema climático global.



## ***Bibliografía***

- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J.J. & Vázquez, L., 2009. Glacial Evolution of the Ampato volcanic complex (Peru), EGU General Assembly 2009. Geophysical Research Abstracts, Viena (Austria).
- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J.J., Vázquez, L., 2011. Last Glacial Maximum and Deglaciation of Ampato Volcanic Complex, Southern Peru. Cuaternario y Geomorfología, 25: 121-136.
- Alcalá, J., Palacios, D., Vázquez, L., 2012.  $^{36}\text{Cl}$  Exposures Ages and Equilibrium Line Altitude (ELA) of the Ampato Volcanic Complex (Southern Peru). EGU General Assembly 2012. Geophysical Research Abstracts, Viena (Austria).
- Ames, A., Dolores, S., Valvederre, A., Evangelista, P., Corcino, D., Ganvini, W., Zúñiga, Z., Gómez, V., 1988. Inventario de glaciares del Perú. Unidad de Glaciología e Hidrología, Huaraz, Peru. 173 pp.
- Amman, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerly, B., 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29° S). Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 172: 313-326.
- Anadón, P., 1992. Lagos. En: Sedimentología, (A. Arche, Ed.). Colección Nuevas Tendencias, 1, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 219-271. Madrid.
- Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2011. Ground thermal conditions at Chachani Volcano, Southern Peru. Geografiska Annaler, 93 (3): 151-162.
- Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masferro, J., Lafargue, E., Niessen, F., 1997. Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. Journal of Quaternary Science, 12: 333-338.
- Barsch, D., 1988. Rockglaciers. Clark, M.J. (ed.) Advances in Periglacial Geomorphology, 69-90. Wiley, Chichester.
- Bashenina, B., 1977. Cartografía Geomorfológica. Ed. Educación Superior, Moscú, URSS (en Ruso).
- Benjamin, M. T., Johnson, N. M., Naeser, C. W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: evidence from fission track dating. Geology, 15: 680-683.
- Benn, D., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. Quaternary International, 65-66: 15-29.

Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B.G., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139: 8-21.

Blard, P. H., Lave, J., Farley, K.A., Fornari, M., Jiménez, N., Ramirez, V., 2009. Late local glacial maximum in the central Altiplano triggered by cold and locally wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews*, 28: 3414-3427.

Blard, P. H., Sylvestre, F., Tripathi, A. K., Claude, C., Causse, C., Coudraing, A., Condom, T., Seidel, J. L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.P., Lavé, J., 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from  $^{14}\text{C}$ , U-Th dating and  $\delta^{18}\text{O}$  of carbonates. *Quaternary Science Research*, 30: 3973-3989.

Blard, P. H., Lavé, J., Sylvestre, F., Placzek, C. J., Claude, C., Galy, V., Condom, T., Tibari, B., 2013. Cosmogenic  $^3\text{He}$  production rate in the high tropical Andes (3800 m, 20°S): Implications for the local last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 377-378: 260-275.

Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S. J., Knudsen, K. L., Lowe, J. J., Wolhfarth, B., 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13: 283-292.

Broecker, W. S., 2006. Abrupt climate change revisited. *Global and Planetary Change*, 54: 211-215.

Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., Putnam, A. E., 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, 29: 1078-1081.

Bromley G. R.M., Schaefer J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., Rademaker c K. M., 2009. Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*: 1-13.

Bromley, R. M., Hall, B. L., Rademaker, K. M., Todd, C. E., Racoviteanu, A. E., 2011a. Late Pleistocene snowline fluctuations at Nevado Coropuna (15°S), southern Peruvian Andes. *Journal of Quaternary Science*, 26: 305-317.

Bromley, R. M., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Winckler, G., Todd, C. E., Rademaker, K. M., 2011b. Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic  $^3\text{He}$ . *Journal of Quaternary Science*, 26 (1): 37-43.



- Brückner, E., 1886. Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung. Zeitschrift des Deutsch Österreichische Alpenvereins, 17: 163-187.
- Brückner, E., 1887. Die Höhern der Schneelinie und ihre Bestimmung. Meteorologische Zeitschrift, 4: 31-32.
- Brückner, E., 1906. Die Höhe der Firnlinie im allgemeinen, Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich: 50-54.
- Brunsden, D., 1979. Mass movements. In Process in Geomorphology (C. Embleton & J. Thornes, eds.), 130-186. Londres.
- Bull, W. B., 1968. Alluvial fans: Journal of Geological Education. 16, 101-106.
- Capel Molina, J. J., 1999. El niño y el sistema climático terrestre. Ariel, Barcelona, 155 pp.
- Ciesielczuk, J., Zaba, J., Bzowska, G., Gaidzik, K., Glogowska, M., 2013. Sulphate efflorescences at the geyser near Pinchollo, southern Peru. Journal of South American Earth Sciences, 42: 186-193.
- Clapperton, C. M., 1991. Glacier fluctuations of the last glacial - interglacial cycle in the Andes of South America. Bamberger Geographische Schriften Bd, 11: 183-207.
- Clapperton, C. M., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J. F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., McCabe, A. M., 2009. The Last Glacial Maximum. Science, 325: 710-714.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. Bulletin of Volcanology, 64 (1): 40-54.
- CLIMAP, 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the Last Glacial Maximum, Geological Society of America Map & Chart Series, Boulder, Colorado, p. 18.
- Colombo, F., 1992. Abanicos Aluviales. En Sedimentología, (A. Arche, Ed.). Colección Nuevas Tendencias, 1, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 143-218. Madrid.
- Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E., Théry, S., 2007. Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N-55°S). Global and Planetary Change. 59, 189-202.

Cook, J. H., 1946. Kame-Complexes and perforation deposits. *American Journal of Science*. 244, 573-583.

Coque, R., 1984. *Geomorfología*. Alianza Universidad Textos. Madrid.

Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Dias, P. L. S., Viana, O., 2005. Insolation driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, 434: 63-66.

Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., Putnam, A. E. 2010. The last glacial termination. *Science*, 328: 1652-1656.

Deplazes, G., Luckge, A., Paterson, L. C., Timmermann, A., Hamann, Y., Huguen, K., Rohl, U., Laj, C., Cane, M. A., Sigman, D. M., Haug, G. H. 2013. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO1712

Derruau, M., 1970. *Geomorfología*. Ed. Ariel; Barcelona, 528 p.

Dornbusch, U., 1997. *Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Vergletscherung der Westanden Südperus zwischen 14°25'S und 15°30'S, daraus ableitbare klimatische Bedingungen und deren Vergleich mit neu erarbeiteten Angaben zur rezenten Verteilung von Temperatur, Niederschlag und Schneegrenzhöhen in Südperu südlich 12°S*. Diss. Freie Universität Berlin. 185p.

Dornbusch, U., 1998. Current large-scale climatic conditions in Southern Peru and their influence on snowline altitudes. *Erdkunde*, 52: 41-54.

Dornbusch, U., 2000. Pleistocene glaciation of the dry western Cordillera in southern Peru (14°25'-15°30' South). *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://boris.qub.ac.uk/ggg/papers/full/2000/rp012000/rp01.html>.

Dornbusch, U., 2002. Pleistocene and present day snowlines rise in the Cordillera Ampato, Western Cordillera, southern Peru (14°25' - 15°30' South). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, 225: 103-126.

Ehlers, J., Gibbard, P. L., 2006. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, doi: 10. 1016/ j. quaint. 2006.10.008.

Ellison R.A., 1990. The Geology of the Western Cordillera and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Peru, British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources 65, 1990, 39 pp.

Embleton, C., King, C. A. M., 1968. *Glacial and periglacial geomorphology*. [London], Edward Arnold.

- Evans, S. G., Bishop, N. F., Smoll, L. F., Valderrama, P., Delaney, K. B., Oliver-Smith, A., 2009. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Perú in 1962 and 1970. *Engineering Geology*, 108: 96-118.
- Farber, D. L., Hancock, G. S., Finkel, R. C., Rodbell, D. T., 2005. The age and extent of tropical glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20 (7-8): 759-776.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D., Deck, B., 1999. Ice Core Records of Atmospheric CO<sub>2</sub> Around the Last Three Glacial Terminations. *Science*, 283: 1712- 1714.
- Forel, F., 1892. *Le Lèman: Monographie Limnologique*, 1. Géographie, Hydrographie, Géologie, Climatologie, Hydrologie. Rouge, Lausanne. 543 p.
- Forget, M., Thouret, J. C., Kuentz, A., Fontugne, M., 2008. Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente: le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2: 113-132.
- Fox, A. N., Strecker, M. R., 1991. Pleistocene and modern snowlines in the central Andes (24-28° S). *Bamberger Geographische Schriften BL*, 11: 169-182.
- Fox, A. N., 1993. Snowline altitude and climate in the Central Andes (5-28° S) at present and during the late Pleistocene glacial maximum. Ph. D. Thesis. Department of Geological Sciences, Cornell University. 527 p.
- Fox, A. N., Bloom, A. L., 1994. Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5°-17° S) at present and during the Latest Pleistocene Glacial Maximum. *Chigaku-Zusshi (Journal of Geography, Japan)*, 103: 867-885.
- Francis, P., Oppenheimer, C., 2004. *Volcanoes*, 2nd ed. Oxford University Press. 521 p.
- Francou, B., Semiond, H., 1997. Estado de la red de monitoreo existente e impacto de los eventos ENSO sobre el balance de masa de los glaciares en Bolivia y en el Perú. In: Galárraga, R., Ibarra, B. (ed.) "Montañas, glaciares y cambios climáticos. Memorias del Encuentro Científico de Quito (28 octubre - 1 noviembre 1996)". EPS-ORSTOM-FUNDACYT, Quito. pp. 43-51.
- Francou, B., Ramírez, E., Cáceres, B., Mendoza, J., 2000. Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio*. 29 (7), 416-422.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P. J., Mendoza, J., Sicart, E., 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *J. Geophysical Research*, 108 (D5): 41-54.

Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E., Pouyaud, B., 2005. Glaciers of the tropical Andes: indicators of global climate variability. In: Huber, U., Bugmann, H.K.M., Reasoner, M.A. (Eds.), *Global Change and Mountain Regions: An Overview of Current Knowledge*, vol. 23. Springer, Dordrecht, pp. 197–204.

French, H. M., 1996. *The Periglacial Environment*. Longman, Essex. 341 p.

French, H. M., 2008. *Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, 458 p.

Fritz, S. C., Baker, P. A., Ekdahl, E., Seltzer, G. O., Stevens, L. R., 2010. Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 29: 1017-1024.

Furbish, D. J., Andrews, J. T., 1984. The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valleys glaciers to changes in mass transfer. *Journal Glaciology*, 30: 199-211.

Garreaud, R., Vuille, M., Clement, A. C., 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 5-22.

Georges, C., 2004. The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36 (1): 100-107.

Gerbe, M. C., Thouret, J. C., 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bull Volcanology*, 66: 541-561.

Gil Olcina, A., Olcina Cantos, J., 1997. *Climatología General*. Editorial Ariel. Barcelona. 592 p.

Glasser, N. F., Clemmens, S., Schnabel, C., Fenton, C. R., Mchargue, L., 2009. Tropical glacier fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru between 12.5 and 7.6 ka from cosmogenic <sup>10</sup>Be dating. *Quaternary Science Reviews*, 28: 3448-3458.

Gosse, J. C., Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-560.

Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpine Gletschergebieten. *Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, XII (2): 223-251.

Hall, S. R., Farber, D. L., Ramage, J. M., Rodbell, D. T., Smith, J. A., Mark, B. G., Kassel, C., 2009. Geochronology of Quaternary glaciations from the tropical Cordillera Huayhuash, Peru. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2991-3009.

- Hambrey, M. J., 1994. *Glacial environments*. London, University. College Press. 304 p.
- Hambrey, M., Alean, J., 2004. *Glaciers*. Cambridge University Press. Cambridge. 375 p.
- Hampel A. 2002. The migration history of the Nazca ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science letters*, 203: 665-679.
- Hastenrath, S., 1967. Observations on the snowline in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 6: 541-550.
- Hastenrath, S., 1971. On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10: 225-267.
- Hastenrath, S., 1985. A review of Pleistocene to Holocene glacier variations in the tropics. *Z. Gletscherk Glacialgeol*, 21: 183-194.
- Hastenrath, S., Ames, A., 1995. Recession of Yanamarey glacier in Cordillera Blanca, Peru during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 191–196.
- Hastenrath, S. L., 2009. Past glaciation in the tropics. *Quaternary Science Reviews*, 28: 790-798.
- Hoffmann, D. 2008. Consecuencias del retroceso glaciar en la cordillera boliviana. *Pirineos*, 163: 77-84.
- Höllerman, P., 1983. Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. *Bonner Geogr. Abhandlungen*. S, 67-73.
- Huanqui, C. E., 1985. Contribución al estudio geológico del cuadrángulo de Chivay (32-S). Facultad de Geología y Geofísica. Tesis de Bachiller en Geología: Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa. Perú.
- Humlum, O., 1999. The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 375-395.
- Humlum, O., 2002. Modelling late 20th century precipitation in Nordenskiöld Land, central Spitsbergen, Svalbard, by geomorphic means. *Norwegian Geographical Journal*, 56: 96-103.
- Hutchinson, G. E., 1957. *A Treatise on Limnology. I. Geography, Physics and Chemistry*. John Wiley and Sons, New York, 1015 p.
- Hutchinson, G. E., 1975. *A treatise on limnology*, v. 3. *Limnological botany*. John Wiley & Sons, New York, London, Sydney, and Toronto. 660 p.

Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI). 2006. Perú.

Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.

Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotopes and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16: 299-307.

Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., Francou, B., 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14.

Juvigne, E., Thouret, J. C., Gilot, E., Lécercq, L., Gourgaud, A., 1998. L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Perou) au cours de l'Holocène. *Quaternaire*, 9 (1): 45-51.

Kaser G. 2001. Glacier–climate interactions at low latitudes. *Journal of Glaciology*, 47: 195-204.

Kaser, G., Osmaston, H., 2002. Tropical Glaciers. International Hydrology Series. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.). 207 pp.

Kelly, M. A., Lowell, T. V., Applegate, P. J., Smith, C. A., Phillips, F. M., Hudson, A. M., 2012. Late glacial fluctuations of Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru. *Geology*, 40: 991-994.

Kennan, L., Lamb, S., Rundle, C., 1995, K-Ar dates from Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: Implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 163-186.

King, C. A. M., 1976. Periglacial processes. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 1-6.

Klein, A. G., Isacks, B. L., 1998. Alpine glacial geomorphological studies in the Central Andes using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology*, 26. <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp011998/rp01.htm>.

Klein, A. G., Seltzer, G. O., Isacks, B. L., 1999. Modern and Last Local Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Research Reviews*, 18: 3-84.

Knighton, D., 1984. Fluvial forms and processes. Londres. Edward Arnold. 218 p.



- Kull, C., Imhof, S., Grosjean, M., Zech, R. and Veit, H., 2008. Late Pleistocene Glaciation in the Central Andes: Temperature versus humidity control. A case study from the eastern Bolivian Andes (17°S) and regional synthesis. *Global and Planetary Change*, 60: 148-164.
- Kurowski, L., 1891. Die Höhe der Schneegrenze. *Penck's Geographische Abhandlungen*, 51 (124): 119-160.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 424-439.
- Lamb, S., Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425: 792-797.
- Leonard, K. C., Fountain A. G., 2003. Map-based methods for estimating glacier equilibrium line altitudes. *Journal of Glaciology*, 49: 329-336.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., Miller, J. P., 1964. *Fluvial processes in Geomorphology*. San Francisco, Freeman.
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schluchter, C., Marchant, D. R., Denton, G. H., 1995. Interhemispheric correlations of Late Pleistocene glacial events. *Science*, 269: 1541-1549.
- Lugo, J., 1988. *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía y Coordinación de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). México. 338 p.
- Lugo, J., 2011. *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Serie textos universitarios. 479 p.
- Macdonald, G. A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, NJ. 510 p.
- Machare, J., Veliz, Y., Ortlieb, L., Dumont, J. F., 1990. A review of recent paleoclimatic studies in Peru. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 8: 157-176.
- Macías, J. L., Capra, L., 2005. *Los volcanes y sus amenazas*. Fondo de Cultura Económica USA. 159 p.
- Mariño, J., 2012. *Escenarios eruptivos y mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya*. Tesis Maestría, Universidad de Nice Sophia Antipolis, Francia. 87 p.
- Mark, B. G., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Goodman, A. Y., 2002. Rates of deglaciation during the last glaciation and Holocene in the Cordillera Vilcanota Quelccaya ice cap region, Southeastern Peru. *Quaternary Research*, 57: 287-298.

- Mark, B. G., Harrison, S. P., Spessa, A., Newe, M., Evans, D. J. A., Helmensg, K.F., 2005. Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment. *Quaternary International*, 138-139: 168-201.
- Mark, B.G., Seltzer, G.O., 2005. Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 24: 2265-2280.
- Mark, B. G., 2008. Tracing tropical Andean glaciers over space and time: Some lessons and transdisciplinary implications. *Global and Planetary Change*, 60: 101-114.
- Martí, J., Araña, V., 1993. La volcanología actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 578 p.
- Martí, J., 2011. Los volcanes. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y Catarata. 142 p.
- Masarik, J., Frank, M., Schafer, J. M., Wieler, R., 2001. Correction of in situ cosmogenic nuclides production rates for geomagnetic field intensity variation during the past 800,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2995-3003.
- May, J. H., Zech, J., Zech, R., Preusser, F., Argollo, J., Kubik, P. W., Veit, H., 2011. Reconstruction of a complex late Quaternary glacial landscape in the Cordillera de Cochabamba (Bolivia) based on a morphostratigraphic and multiple dating approach. *Quaternary Research*, 76: 106-118.
- McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., Glantz, M. H., 2006. ENSO as an integrating concept in Earth science, *Science*, 314: 1740-1745.
- Meierding, T. C., 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18: 289-310.
- Mendoza, W., 2005. Especie nueva de *Polylepis* (*Rosaceae*) de la cordillera Vilcabamba (Cusco, Perú). *Rev. Peru. Biol.* 12 (1): 103-106.
- Mercer, J.H., Palacios, M.O., 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5: 600-604.
- Mercer, J. H., 1979. Chronology of the last glaciation in Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 61: 113-120.
- Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und Seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy Special Publication. 132. Belgrade. Serbia.

- Mix, A. C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20: 627-657.
- Montgomery, D. R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes: *Geology*, v. 29, p. 579-582.
- Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Cárdenas, M. L., Sagredo, E. A., 2012. Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52° S). *Quaternary Science Reviews*, 41: 1-21.
- Morisawa, M., 1968. *Streams; their dynamics and morphology*. McGraw-Hill, New York. 175 p.
- Muñoz, J., 1992. *Geomorfología General*. Editorial Síntesis. Madrid. 351 p.
- Nesje, A., Dahl, S. O., 1992. The “Little Ice Age” – only temperature?. *The Holocene*, 13: 139-145.
- Niewiarowski, W., 1963. Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Report of the 6<sup>th</sup> International Congress on Quaternary, Warsaw, 1961, V. I: 475-85.
- Ocola, L., Gómez, J. C., 2005. Peligro geológico potencial del valle del Colca, sector medio: metodología y aplicación. Informe interno IGP. 101 p.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38: 397-411.
- Ollier, C., 1969. *Volcanoes*. Cambridge, Mass., MIT Press. 177 p.
- Oppo, D. W., Curry, W. B., 2012. Deep Atlantic Circulation During the Last Glacial Maximum and Deglaciation. *Nature Education Knowledge*. 3 (10):1.
- Osipov, E. Y., 2004. Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209: 219-226.
- Osmaston, H., 1965. The Past and Present Climate and vegetation of Rwenzori Glaciers. *Uganda Journal*, 25: 99-104.
- Osmaston, H., 1975. Models for the estimation of firnlines of present and Pleistocene glaciers. En: R. F. Peel, M.D.I. Chisholm and P. Hagget (Editors), *Processes in Physical and Human Geography*. 218-245. Bristol Essays, Bristol (UK).
- Osmaston, H. A., 1989. *Glaciers, Glaciations and Equilibrium Line Altitudes on the Ruwenzori*. Quaternary and Environmental Research on East African Mountains. Brookfield, Balkema, Rotterdam. p. 31-104.

Osmaston, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139: 22-31.

Palacios, D., Andrés, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2009. Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru). En: E.G. Union (Editor), EGU General Assembly 2009. Geophysical Research Abstracts, Viena (Austria).

Palmer, M. R., Pearson, P. N., 2003. A 23,000 year record of surface water pH and PCO<sub>2</sub> in the Western Equatorial Pacific Ocean. *Science*, 300: 480-482.

Paterson, W. S. B., 1994. *The Physics of Glaciers*. 3rd Edition. Pergamon, Elsevier Science Ltd., Oxford, England.

Payne, A., Sugden, D., 1990. Topography and ice sheet growth. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 625-639.

Payne, D., 1998, Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes: *Glacial Geology and Geomorphology*, 1998, rp03/1998.

Pena, L. D., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., Jones, K. M., Calvo, E., Pelejero, C., Cacho, I., 2013. Rapid changes in meridional advection of Southern Ocean Intermediate waters to the tropical Pacific during the last 30 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 368: 20-32.

Peña Monné, J.L., Pellicer Corellano, F., Chueca Cía, J., Julián Andrés, A., 1997. Leyendas para mapas geomorfológicos a escalas 1:100.000/1:200.000 y 1:25.000/1:50.000. En: J.L. Peña Monné (Ed). *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño. 127-143 pp.

Phillips, F. M. & Plummer, M.A., 1996. CHLOE: A program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide dating and erosion studies (abs). *Radiocarbon*. 38: 98.

Phillips, F. M., Stone, W. D., Fabryka Martin, J. T., 2001. An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chemical Geology*, 175 (3-4): 689-701.

Phillips, F. M., 2003. Cosmogenic <sup>36</sup>Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA. *Geomorphology*, 53: 199-208.

Placzek, C. J., Quade, J., Patchett, P. J., 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters*, 363: 97-108.

- Porter, S. C., 2001. Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1067-1091.
- Putkonen, J., Swanson, T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59: 255-261.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., Grancher, D., 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Géoscience*, 337 (15): 1311-1322.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., Jomelli, V., 2006. Glacier recession on Cerro Charquini (16°S), Bolivia since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology*, 52 (176): 110-118.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J. E., Huggel, C., Sheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménegoz, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., Wagnon, P., 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7: 81-102.
- Racoviteanu, A. E., Arnaud, Y., Williams, M. W., Ordoñez, J., 2008. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, 54: 499-510.
- Ramage, J. M., Smith, J. A., Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., 2005. Comparing reconstructed Pleistocene equilibrium-line altitudes in the tropical Andes of central Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20: 777-788.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guerin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., Jordan, E., 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology*, 47 (157): 187-194.
- Ramírez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simoes, J. C., Stievenard, M., (2003). A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 337-350.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S.J.S., Helm, C., Armstrong, R., Arnaud, Y., 2006. The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change*, 56 (1–2): 101-110.
- Reeves, C. C., 1968. *Introduction to paleolimnology*. Elsevier. Amsterdam. 228 p.

Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., Saravia, R. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.

Richter, M. 1981. Klimagegensätze in Südperu und ihre Auswirkungen auf die Vegetation. *Erdkunde* 35: 12-30.

Rind, D., Peteet, D., 1985. Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea surface temperature estimates: are they consistent?. *Quaternary Research*, 24: 1-22.

Rivera, M., Wörner, G., Gerbe, M. C., Finizola, A., Fornari, M., Gonzales, K., 2005. Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Vulcanology*, 67: 557-589.

Rivera, M., Thouret, J. C., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., 2014. The 2006-2009 activity of Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma recharge and plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270: 122-141.

Rodbell, D.T., 1991. Late Quaternary glaciation and climatic change in the northern Peruvian Andes. Ph.D. Thesis. University of Colorado. Boulder, USA, 216 pp.

Rodbell, D.T., 1992. Late Pleistocene equilibrium-line reconstructions in the northern Peruvian Andes. *Boreas*, 21: 43-52.

Rodbell, D. T., 1993. The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru, based on glacial geology and lake sedimentology. *Geological Society of America Bulletin*, 105 (7): 923-934.

Sánchez Saldías, A., Fariña, R. A., 2014. Palaeogeographic reconstruction of Minchin palaeolake system, South America: The influence of astronomical forcing. *Geoscience Frontiers*, 5: 249-259.

Sandeman, H. A., Clark, A. H., Farrar, E., 1995. An integrated tectonomagmatic model for the evolution of the southern Peruvian Andes (13°–20°S) since 55 Ma: *International Geology Review*, 37: 1039-1073.

Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Andersen, B.G., Phillips, F.M., Lowell, T.V., Schluchter, C., 2006. Near-synchronous interhemispheric termination of the Last Glacial Maximum in mid-latitudes. *Science*, 312: 1510-1513.

Schildgen, T. F., Hodges, K. V., Whipple, K. X., Pringle, M. S., Van Soest, M., Cornell K., 2009. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the Central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, 28: 4007.



- Schmincke, H. U., 2004. *Volcanism*. Springer. 325 p.
- Selby, M. J., 1985. *Earth's Changing Surface*. Oxford University Press. 607 p.
- Seltzer, G., 1987. *Glacial History and Climatic Change in the Central Peruvian Andes*. M.S. Thesis. University of Minnesota (USA).
- Seltzer, G., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 137-152.
- Seltzer, G.O., 1992. Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7: 87-98.
- Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Abbott, M., 1995. Andean glacial lakes and climate variability since the last glacial maximum. *Bulletin de l'Institut Francais d'études Andines*, 24: 539-549.
- Seltzer, G., Rodbell, D., Burns, S., 2000. Isotopic evidence for late Quaternary climate change in tropical South America. *Geology*, 28: 35-38.
- Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Baker, P. A., Fritz, S. C., Tapia, P. M., Rowe, H. D., Dunbar, R. B., 2002. Early Warming of Tropical South America at the Last Glacial-Interglacial Transition. *Science*, 296: 1.685-1.686.
- Serrano, E., González Trueba, J. J., 2004b. El método A.A.R. para la determinación de paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 7-32.
- Shulmeister, J., Rodbell, D. T., Gagan, M. K., Seltzer, G. O., 2006. Inter-hemispheric linkages in climate change: paleo-perspectives for future climate change. *Climate of the Past*, 2: 167-185.
- Shumm, S.A., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York. 338 p.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22: 163-197.
- Sissons, J. B., 1974. A late glacial Ice Cap in the central Grampians, Scotland. *Transactions of the Institute of Brithish Geographers*, 62: 95-114.
- Sissons, J. B., 1980. The Loch Lomond advance in the Lake District, northern England. *Transactions Royal Society Edinburgh. Earth Sciences*, 71: 13-27.

Smith, J. A., Seltzer, G. O., Rodbell, R. T., Klein, A. R., 2005. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138: 145-167.

Smith, J. A., Seltzer, G. O., Farber, D. L., Rodbell, D. T., Finkel, R. C., 2005. Early local Last Glacial Maximum in the tropical Andes. *Science*, 308: 678-681.

Smith, J. A., Mark, B. G., Rodbell, D. T., 2008. The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science*, 23: 609-634.

Smith, C. A., Lowell, T. V., Caffee, M. W., 2009. Late glacial and Holocene cosmogenic surface exposure age glacial chronology and geomorphological evidence for the presence of cold-based glaciers at Nevado Sajama, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 24: 360-372.

Smith, C. A., Lowell, T. V., Owen, L. A., Caffee, M. W., 2011. Late Quaternary glacial chronology on Nevado Illimani, Bolivia, and the implications for paleoclimatic reconstructions across the Andes. *Quaternary Research*, 75: 1-10.

Sobolev, S. V., Babeyko, A. Y., 2005, What drives orogeny in the Andes?. *Geology*, 33: 617-620.

Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B., 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: 'Little Ice Age' moraine chronology. *Global and Planetary Change*, 59 (1-4): 225-235.

Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Gonzalez, J., 2009. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophysical Research Letters*, 36. (L03502), doi: 10.1029/2008GL036238.

Steffen, D., Schlunegger, F., Preusser, F., 2010. Late Pleistocene fans and terraces in the Majes valley, southern Peru, and their relation to climatic variations. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 1975-89.

Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karlwinter, Heilderberg (Deuchtsland), 448 pp.

Stern, C. R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 2: 161-206.

Stone J. O., Evans, J. M., Fifield, L. K., Allan, G. L., Cresswell, R.G., 1998. Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geochim Cosmochim Acta*, 62: 433-454.

Sugden, D. E., John, B., 1976. *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*: Londres. Edward Arnold. 376 p.

- Sutherland, D. G. 1984. Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond Stadial. *Quaternary Science Reviews*, 3: 291-309.
- Tadahide, U., Shinji, S., Yoshimoto, M., 2000. Debris Avalanches en: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. 617-627.
- Tello, B., Torcal, R., 1984. *Diccionario de Geografía Física*. Alianza. Madrid. 557 p.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, H. & Morales Amapo, B., 1984. El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 22: 50-53.
- Thompson, L. G., Thompson-Mosley, E., Davis, M. E., Lin, P. N., Henderson, K. A., Coledai, J., Bolzan, J. F., Liu, K. b., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269: 46-50.
- Thompson, L. G., Davis, M., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P. N., Mikhailenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Coledai, J.
- Francou, B., 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 282: 1858-1864.
- Thornbury, W.D., 1954. *Principles of Geomorphology*. Wiley, New York. 618 p.
- Thouret, J. C., Gourgaud, A., Salas, G., Huaman, D., Guillaude, R., 1993. The 1990-1992 eruptive activity of the Nevado Sabancaya stratovolcano (South Peru). 2th. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG). Oxford (UK): 21-23.
- Thouret, J. C., Gourgaud, A., Uribe, M., Guillaude, R., Salas, G., 1995. Geomorphological and geological survey and spot remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya stratovolcano (south Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Z. Geomorph. N. F.* Berlin - Stuttgart, 39: 515-535.
- Thouret, J. C., Juvigne, E., Mariño, J., Moscol, M., Loutsch, L., Davila, J., Legeley- Padovani, A., Lamadon, S., Rivera, M., 2002. Late Pleistocene and Holocene tephro stratigraphy and chronology in southern Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru*, 93: 45-61.
- Thouret, J. C., Wörner, G., Singer, B., Legeley-Padovani, A., 2004. "Old" valleys in a "young" mountain range. Published abstract and poster, IA VCEI General Assembly, Pucon Chili, 14-19.

Thouret, J. C., Worner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 151–166.

Úbeda, J., Palacios, D., Vázquez, L., 2009 a. Reconstruction of Equilibrium Line Altitudes of Nevado Coropuna Glaciers (Southern Peru) from the Late Pleistocene to the present. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-8067-2.

Úbeda, J., Palacios D., 2009 b. Reconstruction of mass balance of Nevado Coropuna glaciers (Southern Peru) for Late Pleistocene, Little Ice Age and the present. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-7922-2.

Úbeda, J., 2011. El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú). Tesis Doctoral: Universidad Complutense de Madrid, 595 p.

Ucla, J. D., De Silva, S., 2000. Composite Volcanoes en: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press: 663-681.

Uriarte Cantolla, A., 2003. Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 306 p.

Uriarte Cantolla, A., 2010. Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz. 403 p.

Von Huene, R., Ranero, C. R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B2, 2079.

Vuille, M., Amman, C., 1997. Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climate Change*, 36: 413-423.

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B., Bradley, R., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89: 79-96.

Wagnon, P., Ribstein, P., Kaser, G., Berton, P., 1999. Energy balance and runoff seasonality on a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, 22: 49-58.

Walker, M. J. C., Björk, S., Lowe, J. J., Cwynar, L., Johnsen, S., Knudsen, K. L., Wohlfarth, B., 1999. Isotopic ‘event’ in the GRIP ice-core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18: 1143-1150.

- Washburn, A. L., 1973. *Periglacial Processes and Environments*. London: Edward Arnold. 320 p.
- Washburn, A. L., 1979. *Geocryology. A survey of Periglacial Processes and Environments*. Arnold, Londres. 406 p.
- Wright, H. E., 1983. Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junín Plain, central Peruvian highlands. *Geografiska Annaler*, 65 (A): 35-43.
- Wright, H. E., 1984. Late glacial and late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, central Peru. *Quaternary Research*, 21: 275-285.
- Young, A., 1972. *Slopes*. Longman, London, 288 p.
- Zech, R., Kull, C. H., Kubik, P. W., Veit, H., 2007a. Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordón de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31° S) *Climate of the Past*, 3: 1-14
- Zech, R., Kull, CH., Kubik, P. W., Veit, H., 2007b. LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from <sup>10</sup>Be surface exposure dating. *Climate of the Past*, 3: 623-635.
- Zech, R., May, J. H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. W., Veit, H., 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15 to 40° S. *Journal of Quaternary Science*, 23: 635-647.
- Zreda, M., England, J., Phillips, F. M., Elmore, D., Sharma, P., 1999. «Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat 10,000 years ago». *Nature*, 398: 139-142.
- Zreda, M. G., Phillips, F. M., 2000. Cosmogenic Nuclide Buildup in Surficial Materials. En: J. Stratton Noller, J.M. Sowers and W.R. Lettis (Editores), *Quaternary Geochronology, Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington (EEUU). p. 61-76.

**ANEXO 1:**

**CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA  
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO  
(ESCALA 1:20.000)**



